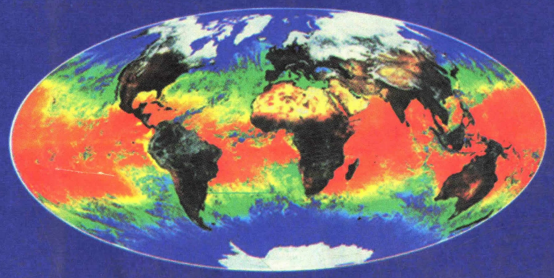
现代气候学研究进展

TUDIES ADVANCE IN MODERN CLIMATOLOGICAL STUDIES ADVANCE IN MODERN CLIMATOLOGICAL STUDIES ADVANCE IN



ISBN 7-5029-3086-8

9 787502 930868 >

ISBN 7-5029-3086-8/P·1019
定价：29.00元

现代气候学研究进展

气象出版社

大气科学进展丛书

现代气候学研究进展

王绍武 主编

气象出版社

大气科学进展丛书

现代气候学研究进展

王绍武　主编

本书由闻新宇
扫描并收藏
E-mail：xwen@pku.edu.cn

气象出版社

Archive of Prof. Shaowu Wang's Books, Papers, and Manuscripts
https://doi.org/10.7910/DVN/0BFMKL

内容简介

本书全面分析和介绍了近20年来气候学研究的前沿进展，涵盖了气候诊断、气候模拟和气候预测等内容。全书分三编共二十章，第一编介绍气候系统与气候变率，第二编介绍ENSO系统与短期气候预测，第三编介绍十年到百年气候变率与长期气候预测。

该书深入浅出，可读性强。各章既是一个完整结构下的有机部分，又有很好的独立性；既可整体通读，又可局部查阅。该书是大气科学领域的专业参考书，也可供地球科学其它领域的科研人员参考，还可供政府官员和关心气候变化的读者阅读。

图书在版编目(CIP)数据

现代气候学研究进展/王绍武主编. －北京：气象出版社，2001.2
(大气科学进展丛书)
ISBN 7-5029-3086-8

Ⅰ.现… Ⅱ.王… Ⅲ.气候学-研究-进展-世界 Ⅳ.P46－11

中国版本图书馆CIP数据核字(2001)第05394号

现代气候学研究进展

王绍武　主编

责任编辑：陶国庆　终审：周诗健
封面设计：曾金星　责任技编：谷　青　责任校对：谷　青

气象出版社出版
(北京海淀白石桥路46号　邮政编码：100081)
北京奥隆印刷厂印刷
新华书店总店北京发行所发行　全国各地新华书店经销

开本：890mm×1240mm　1/32　印张：14.75　字数：453千字
2001年2月第1版　2001年2月第1次印刷
印数：0001～2000　定价：29.00元

“大气科学进展丛书”编委会

主 任 委 员：周秀骥

副主任委员：毛耀顺

委员(按汉语拼音顺序排列)：

巢纪平、丁一汇、李崇银

李泽椿、柳崇健、毛耀顺

倪允琪、秦　瑜、许健民

周诗健、周秀骥、陶国庆

编委会秘书：陶国庆(兼)

序

科学技术在20世纪百年间的发展速度是前所未有的，气象科学也不例外。一百年多年来，气象科学由半经验的定性的描述性科学全面发展成为以数理化理论与实验为基础的定量科学，由研究大气动力学与物理学过程扩展到化学过程以及与生物过程的相互作用，最终形成了大气科学。

今天，地球科学卫星系列遨游太空，与地基遥感和地面观测组成了全球大气探测网。她几乎连续地、无遗漏地监测着地球上每时每处天气系统和大气环境的变化。探测信息不间断地输入每秒万亿次的高速计算机，按时向社会公众发布出全球十天内客观、定量的天气预报以及局地逐时的大风和降雨量短时预报。人工增雨、人工消雹和人工消雾的成功以及温室效应和臭氧洞现象的出现标志着人类调控天气气候变化纪元的开端。这一切成就都是百年前难以想象和预测的。

“大气科学进展丛书”是一套系列科学论丛，她无疑将向读者介绍当代大气科学一些重大领域前沿科学知识和成果。在此基础上，希望能分析、揭示产生这些成果的缘由和规律，并展望一下其未来发展的前景。人类历史已经进入21世纪。大气科学未来百年的前景如何？大气探测系统会有何种重大变革？天

气预报与气候预测水平将有何新的突破？人类调控天气气候变化能否翻开新的一页？对此做出准确的科学预测，并非易事。但即使提出一些新的思维和线索，甚至大胆的猜想，对于激励大气科学的创新活力也是至为有益的。

撰写“大气科学进展丛书”的作者都是长期致力于各个领域的专家。衷心祝愿“大气科学进展丛书”取得成功，并对推动我国21世纪大气科学的蓬勃发展做出贡献。

周秀骥

2001年春节

前　言

《现代气候学研究进展》,在2000年炎热的夏季编写完毕。作者有志于编写这样一本书已经有好几年了。但是,由于种种原因一直未能落笔。后来周诗健总编告诉我,气象出版社准备出版一套大气科学进展丛书,这个选题正好合适。所以就报上了大纲,得到编委会同意后,开始着手编写。

在酝酿这本书的过程中,我对编写大纲先后作了四次大的调整,并且在北京大学《气候论坛》学术报告之余与同仁们讨论过几次,使得编写目标与体例逐渐清晰起来。大家认识到在20世纪最后的四分之一时间内,气候学研究无论在全球还是在我国,确实发生了巨大的变革。因此,《现代气候学研究进展》也就是要集中反映这个变革。为此,大家一致同意本书以分析介绍这段时间气候学研究的进展为主,题目也选定为现代气候学研究进展,而不是泛泛地称为气候学研究进展。

当然,现代气候学是在古典气候学或经典气候学的基础上发展起来的。因此在谈到现代气候学的进展时,也会谈到一些20世纪初期或中期的研究成果,但是,对这些工作一般不再详细介绍,而只是指出其核心内容,特别是对现代气候学发展的意义。在引用文献时一般也着重20世纪80年代以来的论著。

本书的作者以参加北京大学《气候论坛》讨论的师生为主,其中包括不少年轻的博士。但是,如果仅仅由这些人来编写覆盖面如此广泛的气候学进展,也觉得力不从心。所以大家讨论决定请一些这方面的专家执笔部分章节,写他们最擅长的一些内容。这些专家是袁重光、丁一汇、李崇银、赵振国、翟盘茂。另外还引用了《20世纪科学大典》中丁一汇、黄朝迎、林之光、丘宝剑所写的条目。十分感谢这些专家,都慷慨地答应帮助我们,并及时送来稿件,或者同意我们引用《20世纪科学大典》中的条目。

气候学研究的内容太广泛了,我们可能遗漏了很重要的题目,或者某个题目中的重要内容,请读者指正。书中的错误或者排印中的错误

亦请不吝赐教。

本书的出版得到自然科学基金重点项目《20世纪中国与全球气候变率研究》(49635190)、《国家重点基础研究发展规划》(我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究,第一部分)(G1998040900)、和国家重中之重项目《我国短期气候预测系统》的研究(96-908-01-01)的支持。

本书各章作者如下:

第一章	王绍武	第十一章	赵振国
第二章	翟盘茂	第十二章	袁重光
第三章	丁一汇	第十三章	罗　勇
第四章	龚道溢	第十四章	朱锦红,慕巧珍
第五章	王绍武	第十五章	龚道溢
第六章	王绍武	第十六章	朱锦红,王绍武
第七章	王绍武	第十七章	周天军
第八章	李崇银	第十八章	周天军
第九章	钱维宏	第十九章	谢志辉
第十章	赵宗慈	第二十章	赵宗慈

在编写过程中,朱锦红博士作了许多组织、交流及编纂工作,谢志辉博士作了详细的校对工作,陈振华作了不少文字录入工作,在此表示深切的谢意,并再一次对各位作者的支持表示感谢。

王绍武

2000年8月于北京大学

目　录

序
前言

第一编　气候系统与气候变率

第一章　现代气候学的发展 ……（3）
§1.1　20世纪气候学的革命 ……（3）
§1.2　气候诊断研究……（7）
§1.3　短期气候预测研究……（10）
§1.4　气候模拟研究……（13）
§1.5　人类活动影响研究……（17）
参考文献 ……（20）
第二章　全球气候观测系统 ……（23）
§2.1　大气观测系统……（24）
§2.2　海洋观测系统……（26）
§2.3　陆地观测系统……（30）
§2.4　气候异常的监测……（33）
§2.5　全球气候变化的监测……（36）
参考文献 ……（40）
第三章　国内外气候研究计划 ……（44）
§3.1　世界气候研究计划……（44）
§3.2　热带海洋—全球大气观测系统……（48）
§3.3　气候变率与可预报性研究计划……（56）
§3.4　中国气候试验与研究计划……（62）
§3.5　短期气候预测的研究计划……（71）
参考文献 ……（78）
第四章　近百年全球气候变率 ……（80）
§4.1　全球平均气温……（80）

§4.2 近百年气温变率……(82)
§4.3 全球陆地降水……(85)
§4.4 近百年降水变率……(87)
§4.5 近百年气候变率机制分析……(90)
参考文献……(93)
第五章 中国的气候学研究……(96)
§5.1 20世纪气候学研究的发展……(96)
§5.2 中国气候志与气候区划研究……(99)
§5.3 东亚季风与气候灾害研究……(103)
§5.4 中国的短期气候预测……(108)
§5.5 中国的气候变化研究……(111)
参考文献……(114)
第六章 中国气候的变迁……(117)
§6.1 第四纪气候变迁……(117)
§6.2 中国的大温暖期……(123)
§6.3 中世纪暖期……(127)
§6.4 小冰期……(131)
§6.5 现代气候变暖……(135)
参考文献……(138)
第七章 中国旱涝演变的研究……(141)
§7.1 旱涝史料……(141)
§7.2 旱涝型的研究……(145)
§7.3 近千年的旱涝变化……(148)
§7.4 旱涝型的变率及预测……(150)
§7.5 中国四季降水量变化的研究……(152)
参考文献……(158)

第二编 ENSO系统与短期气候预测

第八章 ENSO与东亚季风……(161)
§8.1 ENSO对东亚夏季风的影响……(161)

§8.2　ENSO 与东亚冬季风的关系 …… (165)
§8.3　东亚冬季风异常对 ENSO 的激发作用 …… (168)
§8.4　东亚冬季风与 ENSO 相互作用的物理过程 …… (171)
§8.5　东亚季风、暖池热状况与 ENSO …… (175)
参考文献 …… (181)
第九章　ENSO 理论研究 …… (183)
§9.1　早期观测与研究 …… (183)
§9.2　三个振子理论 …… (189)
§9.3　最新观测事实 …… (192)
§9.4　多时空尺度海气相互作用 …… (203)
§9.5　小结 …… (206)
参考文献 …… (207)
第十章　ENSO 的模拟与预测 …… (211)
§10.1　ENSO 的预测方法 …… (211)
§10.2　ENSO 预测简单动力学模式 …… (213)
§10.3　ENSO 事件的模拟与回报 …… (215)
§10.4　ENSO 循环的模拟与回报 …… (216)
§10.5　1997～2000 年模式预报效果检验 …… (218)
参考文献 …… (223)
第十一章　中国夏季降水的成因分析 …… (226)
§11.1　中国夏季降水的三类雨型 …… (226)
§11.2　影响中国夏季降水的物理因子 …… (232)
§11.3　影响中国夏季降水主要物理因素的相互关系 …… (246)
§11.4　长江流域夏季多雨洪涝成因 …… (247)
§11.5　中国夏季降水预测 …… (249)
参考文献 …… (257)
第十二章　中国夏季降水的跨季度数值预测 …… (260)
§12.1　跨季度预测的物理基础 …… (260)
§12.2　跨季度预测的可能性研究 …… (262)
§12.3　预测及结果的评估 …… (265)

§12.4 集合方法的发展……(268)
§12.5 问题及展望……(274)
参考文献……(276)
第十三章 气候模式的发展与季度预测试验……(278)
§13.1 大气环流模式的发展……(278)
§13.2 海洋环流模式和海气耦合方案的发展……(283)
§13.3 陆面过程模式的发展……(286)
§13.4 耦合模式季度预测的可预报性与预报试验……(294)
§13.5 区域气候模式的发展……(297)
参考文献……(300)
第十四章 中国夏季降水的可预报性……(304)
§14.1 统计预报的局限性……(304)
§14.2 从月延伸预报到季度预测……(306)
§14.3 季度预测研究进展……(311)
§14.4 大气环流预测的可预报性……(315)
§14.5 夏季降水的可预报性……(317)
参考文献……(325)

第三编 十年到百年气候变率与长期气候预测

第十五章 大气环流的长期变化……(329)
§15.1 全球大气涛动……(329)
§15.2 近百年大气涛动的变率……(331)
§15.3 大气涛动的模拟……(338)
§15.4 东亚大气环流……(341)
§15.5 大气遥相关……(342)
参考文献……(343)
第十六章 年代际气候变率……(348)
§16.1 全球气温的年代际变率……(349)
§16.2 大西洋地区气候年代际变率……(351)
§16.3 北太平洋的年代际变率……(356)

§16.4　ENSO 的年代际变率 …… (360)
§16.5　年代际变率的预测 …… (363)
参考文献 …… (368)
第十七章　热盐环流与气候变率 …… (371)
§17.1　热盐环流的基本特征 …… (371)
§17.2　热盐环流在气候系统中的重要性 …… (373)
§17.3　热盐环流与气候系统水热平衡 …… (376)
§17.4　热盐环流的数值模拟 …… (379)
§17.5　热盐环流与气候变率 …… (388)
参考文献 …… (392)
第十八章　自然气候变率的模拟研究 …… (397)
§18.1　自然气候变率研究的意义 …… (397)
§18.2　自然气候变率的数值模拟研究 …… (399)
§18.3　自然气候变率的机制研究 …… (406)
§18.4　20 世纪气候变率的数值模拟研究 …… (408)
§18.5　耦合模式的气候变率模拟 …… (411)
参考文献 …… (414)
第十九章　长期气候变化成因分析 …… (418)
§19.1　太阳活动的影响 …… (418)
§19.2　火山活动的影响 …… (422)
§19.3　中世纪暖期及小冰期成因分析 …… (423)
§19.4　古气候强迫因子资料的重建 …… (424)
§19.5　近百年和近千年全球气温变化的模拟 …… (426)
参考文献 …… (431)
第二十章　温室效应的检测及预测 …… (434)
§20.1　温室效应检测的重要性 …… (434)
§20.2　温室效应的检测方法 …… (437)
§20.3　温室气体排放构想与贡献检测 …… (440)
§20.4　温室效应的预测 …… (443)
§20.5　21 世纪人类活动影响的展望 …… (448)

参考文献 …… (450)
主题词索引 …… (453)

第一编

气候系统与气候变率

第一章　现代气候学的发展

§1.1　20世纪气候学的革命

19世纪末到20世纪初的气候学可以认为是经典气候学或古典气候学。那时的气候学有三个经典的概念:①气候包括3个基本要素,即温(气温)、湿(降水)、压(地面气压);②如果有了30年3个基本要素的平均值,即可代表一个地区的气候;③气候形成有3个要素;即太阳辐射(地理经纬度)、海陆分布及大气环流。随着科学的发展,这3个基本概念先后受到了严重挑战。

最先受到挑战的是气候平均值的概念。当时人们认为气候状况虽年年不同,但是用30年求得的气候平均值则是不变的。气候平均值的英文是normal,有标准的意思。但是地球科学的发展,很快就突破这个概念。先是在地质学中发现了冰期、间冰期,后来孢粉、树木年轮、历史记载种种证据都说明气候有时间尺度比30年长得多的变化,30年平均值也就不再是一成不变的了。不过,取30年作平均还是一个很适当的时间尺度,因为这一方面足以平滑掉年际气候变率,也能够在相当大程度上削弱20~30年尺度的年代际变率,从而得到一个较为稳定的值。另一方面,时间尺度又没长到不便于运作。后来人们已经认识到气候有变化了,但仍然取30年平均作"标准"。例如计算气温或降水量距平,就采用对30年平均的偏差。不过为了适应气候的变化,在不同时期采用不同的30年平均求距平。最早用1901~1930年,后来用1931~1960年、1951~1980年,现在则通用1961~1990年,也许将来还要改用1971~2000年或其它30年平均。

其他两个经典的气候概念是相辅相成的,中心问题就是气候是局部性的,还是全球性的?一个地区的气候是仅受当地的3个要素的影响,还是受全球海洋、陆地、乃至整个气候系统的影响?所谓形成气候的3个要素固然是直接影响气候形成的原因,但是,要了解气候异常与气候变化的成因以及进行气候预测,却不能仅限于研究3个要素。例

如,气候预测与天气预报的差别就在于逐日天气预报可以用大气环流模式(AGCM)来预报,而气候预测则必须用耦合模式,考虑全球海洋以及冰雪、陆面对大气的影响。又如全球气候变暖是当前气候学研究的中心问题,这个变暖主要是大气中温室气体增加造成的,而温室气体的增加是全球性的。再如,远在赤道东太平洋的海温(El Nino(厄尔尼诺)及 La Nina(拉尼娜))能对印度尼西亚、澳大利亚,也在一定程度上对中国降水产生影响,而赤道东太平洋与中国远隔万里。这又一次说明研究气候不能局限于一个地区,也不能局限于只研究温、湿、压 3 个要素。因此,从现代气候学的观点看,气候是全球性的,而不是局地性的,研究对象不再是局地气候而是气候系统[1]。

从经典气候学到现代气候学发生了一场深刻的革命。之所以称为革命,不仅表现在基本观念及研究对象的变化,研究方法也有了根本性的不同。在经典气候学中,主要应用统计方法进行分析,直到 20 世纪中期气候学研究几乎就是统计学研究的代名词。而现代气候学研究中则广泛应用各种气候模式进行气候模拟与气候预测。在气候模式中考虑了大气与海洋的动力学过程和热力学过程,以及陆面物理过程,也考虑了大气成分、太阳辐射的变化。运用各种各样的气候模式,人们通过模拟研究气候形成,探索气候变化的原因,上至 10000 年尺度地球轨道要素造成气候变迁,下至 El Nino 对季到年的气候影响,均在研究之列。同时,人们还可以通过模式进行气候预测,月、季尺度的气候预测也逐渐业务化。对未来 50 年到 100 年可能发生的气候变化也作了大量的预测研究。这些都是经典气候学研究中不可能设想的,也就是有了这样的基础,气候学才能以崭新的面貌屹立于现代世界科学之林。

气候学的革命是如何酝酿,又如何蓬蓬勃勃发展的? 革命的基础是什么? 谈到这个问题离不开社会的发展及科学技术的进步。对 20 世纪来讲两次世界大战无疑对社会与科学均有巨大影响。50 年代是第二次世界大战后的恢复时期,人们忙于重建被战争毁坏的家园。所以,大量的科学发现,以及技术革新大都出现在 20 世纪最后的四分之一。

气候学革命发展的基础是科学技术的进步,推动革命发展的则是社会的需求。20 世纪 30 年代美国中西部发生了持续性干旱。由于植被受到破坏形成“黑风暴”(dust ball),至今人们对此仍谈虎色变。40

年代初在苏德战场出现了寒冷的冬季。60年代又陆续出现了影响广泛的寒冷冬季如1962～1963年冬。因此,一些日本科学家曾惊呼小冰期又到来了。从60年代末到70年代非洲萨赫勒持续干旱,造成西非广泛的饥荒。人们不知道自然界突然发生了什么变化,也不知道气候的异常还要怎样发展。正当一些科学家开始认识El Nino对气候的影响时,1982～1983年发生了当时认为是20世纪最强的El Nino事件。据统计受这个事件影响,全球可能损失约200亿美元。因此,要求对气候异常的发生发展作出预测的呼声愈来愈高。与此同时,人类活动的影响问题也逐渐提上了议事日程。人们发现由于从19世纪中叶开始就大量砍伐森林,后来到19世纪末,20世纪初又加速了燃烧矿物燃料如煤、石油、天然气,从而使大气中的CO_2浓度迅速增加。这样大气的温室效应加剧,使全球气候变暖。实际上,无论北半球还是全球在20世纪20年代就已经出现了增暖。一些前苏联科学家在50年代已经注意到这个现象,但未引起广泛的注意。后来从60年代到70年代中又出现了一些冷冬,气温有所下降。所以一度曾经认为小冰期又来临了。不过,从70年代后期气温又逐步回升,气候变暖的问题又成为研究的焦点,1979年的世界气候大会就是在这种形势下召开的。

不过,从科学技术角度来看,气候学的革命也是在具备了一定基础的情况下才开展起来的。第二次世界大战前已经有了探空仪,但是由于战争,资料的传播受到极大的限制,所以世界大战之后全球的资料网就逐步发展起来了。至今,不仅有传统的探空仪观测、地面观测,还大力开展了卫星遥测,再加上船舶、雷达、火箭观测,有了一个全球气候系统的观测网,这是气候革命的基础。其实,问题也很清楚。假如没有全球的海温观测,又如何能了解El Nino的发生发展过程呢?当然也谈不上对ENSO的模拟与预测了。气候学革命的另一个技术条件就是计算机的发展。到50年代末,计算机已经投入天气预报业务,使得数值天气预报迅速发展,随之60年代统计分析也发生了革命。因此,技术的发展推动了科学的发展。例如,现在通用的统计分析方法经验正交函数(EOF)分解,在50年代已经有人提出了这样的思想,但是,没有大型电子计算机就不能求解3阶以上矩阵的特征根,所以无法实现EOF分解。一旦有了电子计算机,EOF分析就很快发展起来。现在又有了

REOF(转动经验正交函数),CEOF(复经验正交函数)。数值天气预报也是一样,由正压(一层)区域模式作 24 小时预报,很快发展到多层全球模式,预报时效在 80 年代初已达到 4~5 天,90 年代初达到 6~7 天,目前 10 天预报已经成为中期预报业务。中-短期数值预报的进步,为建立气候模式打下了基础。从这个角度来看,气候学革命也是科学发展的必然结果。

王绍武(2000)曾列举了 20 世纪气候学理论研究的十项重大成就(表 1.1)。

表 1.1 20 世纪气候学理论研究的十项成就[2]

序号	时 间	研究内容	作者
1	20~30 年代	三大涛动	Walker[3]
2	30 年代	大气长波	Rossby[4]
3	40~50 年代	平均环流	Namias[5]
4	60 年代	沃克环流	Bjerknes[6]
5	70 年代	温室效应	Manabe[7]
6	80 年代	月平均环流预测	Miyakoda[8]
7	80~90 年代	ENSO 预测	Cane, Zebiak[9]
8	80~90 年代	ENSO 理论	Suarez, Schopf[10]
9	90 年代	热盐环流	Delworth[12]
10	90 年代	季平均环流预测	Ming Ji[13]

当然,这个表并不一定很全面,主要是着眼于世界范围的气候学理论性研究。但是,从中可以看出来,十项之中有七项发生于第二次世界大战之后,并且后五项均发生在 20 世纪的最后四分之一。月-季尺度气候预测、ENSO 预测以及人类活动对气候影响的预测都是在这时发展起来的,由分析走向预测标志着科学从幼稚走向成熟。

1979 年在日内瓦召开了第一次世界气候大会,制定世界气候计划(WCP),1990 年又召开了第二次世界气候大会。1985~1994 年热带海洋与全球大气计划(TOGA)顺利完成,又制定了气候变率与可预报性研究(CLIVAR)计划。这个计划预计从 1996 年到 2010 年持续 15 年。在 20 世纪的最后四分之一还制定了各种区域性计划,召开了各种各样的有关气候学研究的国际会议。因此,我们可以认为在 20 世纪的最后四分之一,气候学发生了一次革命性的变革,陈旧的经典观念退出了历史舞台,崭新观测技术如卫星、火箭、雷达提供了前所未有的气候资料,速度达到了千亿、万亿次计算机保证了资料的整理及传输,以及预测、模

拟研究，新的气候学课题不断涌现。20世纪90年代后期，年代际变率才列入科学研究的日程表[14]，千年尺度气候变化，即气候突变问题又在世纪之交登上了历史舞台[15]，可以说气候学研究正方兴未艾。

§1.2　气候诊断研究

气候诊断的名称出现较晚，20世纪70年代中期才开始有人使用。从1976年开始每年的秋季，美国召开一次对当前气候异常进行研讨的工作会，并正式命名为气候诊断年会。诊断(Diagnostics)是一个医学名词。测体温、数脉搏、量血压是观测，对这些观测资料进行分析，从而对病情与病因作出判断是为诊断。把这个名词引入气候学研究中，就意味着根据气候观测资料对气候异常与气候变化及其形成原因作出判断。过去经常把对观测资料的分析称为观测研究或经验研究，但是用这些名词来称呼现在的气候研究是不确切的。因为，观测研究似乎仅停留在对观测资料的说明上，经验研究则意味着分析是经验性的。这在古典气候学研究中也许还适用。但是在现代气候学分析中不仅广泛应用各种统计分析工具如EOF包括REOF、CEOF、EEOF分析，各种谱分析、如功率谱分析、最大熵谱分析、子波分析、典型相关分析(CCA)、奇异值分解(SVD)等，而且近来还大量利用气候模式进行研究，所以再称为统计研究或经验研究都不合适了。在这种情况下气候诊断这个名词应运而生。从1976年到1999年气候诊断年会已经进行了24届，气候诊断这个名词也得到了广泛的承认。

不过在经典气候学研究中，却也有十分出色的气候诊断工作，这就是Walker(沃克)的世界三大涛动研究。19世纪末人们开始绘制月平均海平面气压图，并且提出来大气活动中心的概念。这就是指在海平面气压图上经常看到的高压区或低压区。一年四季都存在的高压区或低压区称为永久性活动中心，只存在于冬半年或夏半年的称为半永久性活动中心，在北大西洋上冰岛低压与亚述尔高压是一对活动中心。从19世纪70年代末就有人注意到这两个大气活动中心的气压变化是一种跷跷板式的变化。低压中心气压愈低时，高压中心气压愈高。反之，低压中心的气压愈高时高压中心的气压则愈低。后来，人们发现太

平洋上阿留申低压与夏威夷高压之间也有类似的跷跷板式的气压变化。Walker 总其大成，在 1924～1937 年间发表了 6 篇题为《世界天气》的论文，给出世界三大涛动的定义[3]，除了上面提到的两对大气活动中心的变化命名为北大西洋涛动(NAO)及北太平洋涛动(NPO)外，又定义了南方涛动(SO)，南方涛动即指南太平洋气压与印度洋气压的跷跷板的变化。虽然，三大涛动在 Walker 之前或多或少均有人研究过，但是没有人给出过严格的定义，也没有把这些涛动进行系统性的研究。

Walker 研究大气涛动的目的之一即作长期预报。当时也找到了不少预报关系。Walker 的学生，前中国气象局局长涂长望就曾利用大气涛动作中国气温降水预报[16]。但是，从 30 年代末到 60 年代末大约 30 年中涛动的研究陷入沉寂状态。这一方面可能受第二次世界大战影响，无法收集与利用全球的观测资料。另一方面，也可能三大涛动虽然是一个卓越的诊断研究，但三大涛动指数并不一定是非常有效的预报指标，特别是 NAO 与 NPO 指数虽然与同期的气温降水有很好的关系，但对后期的气温降水却指示意义不大。所以，在战后的恢复阶段，60 年代开始出现“统计热”，即广泛采用统计方法作预报，应用最多的是海温，而不是涛动指数。

但是，在这些研究中人们逐渐发现 SO 有特别重要的意义。Bjerknes 的论文[6]，应该是一个里程碑。在这篇著名的论文中，他提出沃克环流的概念。这是一个在赤道太平洋上空的纬向环流圈，东部下沉、西部上升。当发生 El Nino 时沃克环流向东收缩，上升支东退到赤道中太平洋。发生 La Nina 时沃克环流强大、西伸，上升支位于海洋大陆的印度尼西亚上空。由于 El Nino 均发生于 SO 的负位相，即太平洋东部气压低，印度洋气压高时，而 La Nina 时 SO 为正位相，太平洋东部气压高，印度洋气压低。所以，现在人们经常把 El Nino 或 La Nina 与 SO 合称 ENSO。沃克环流的提出，帮助人们认识了 El Nino 或 La Nina 这个海洋事件与大气涛动 SO 联系的机制，涛动研究从而获得了新生。以后一系列的对 ENSO 的诊断研究、模拟研究以及 ENSO 对世界气候影响的研究无不以此为肇始。以至于到 20 世纪末 ENSO 研究成为气候学研究中的一个中心问题。这时，反过来再看 Walker 关于 SO 的研究就认识到其重要性了。

就是在 ENSO 研究的影响下，人们在 20 世纪的后十几年中，又重新开始对 NAO 及 NPO 进行研究。世界三大涛动囊括了 30°S 以北的大部分海洋，但是 30°S 则尚付阙如。是否南半球高纬度就没有跷跷板的气压振荡呢？Walker 早就指出横穿智利与阿根廷的高压带与威德尔海及别林斯高晋海的气压变化是相反的。但是当时限于资料的缺乏，不可能进一步探讨这个问题。龚道溢与王绍武[17]利用 1974～1996 年的再分析资料定义了南极涛动，称为 AO，指数为 AOI，即 40～65°S 的海平面气压差。40°S 大约是南半球副热带高压的南缘，而 65°S 则正是副极地低压带的中心，这种情况与 NAO 及 NPO 有很大的类似。实际上 AOI 反映的是南半球中纬度西风带纬向环流的强度，而 NAO 及 NPO 则反映的是北太平洋及北太平洋西风带纬向环流的强度。Wallace 等[18,19]指出这种副热带中纬度的跷跷板气压变化是正压性的，纬向风或纬圈平均气压的异常向上贯穿整个对流层，而且北半球与南半球的结构一致。所以把北半球对流层的涛动称为北极涛动。龚道溢曾给出四大涛动，即 NAO，NPO，SO 及 AO 对全球海平面气压的拟合，四大涛动控制了全球海洋上空的气压。但是在亚洲大陆，北美大陆北部，南美大陆及非洲大陆则解释的方差很少，这些地区大部是季风控制区。因此，很可能季风是控制大陆气压的因子，或者从另一个角度看，也许季风与四大涛动关系并不十分密切。所以，尽管四大涛动覆盖了全球大部分海洋面积及部分沿海陆地的气候，但并不排除还有一个、两个或几个季风因子在控制大陆上季风区的气候。

大气涛动的研究是气候诊断研究的一项重要成果。例如与准两年振荡（QBO）研究比较就可以看出其重要性，在 20 世纪 50 年代末人们发现了赤道平流层纬向风有准两年（26 个月）的振荡[20]。QBO 在 60 年代初曾经是一个世界范围的研究热点。但是，这方面的研究并没有能够像 ENSO 研究一样深入下去，一个重要原因就是 QBO 的重要性远不如 ENSO，QBO 充其量只是热带气旋或季风年际变化中的一个分量。近来也有人注意到季风与 ENSO 的相互作用，可能形成对流层的两年周期[21]，不过 QBO 对气候的影响远不如 ENSO 广泛，从理论上讲 ENSO 代表了大气与海洋相互作用的中心环节，而 QBO 则还没有被认识到有类似的作用。所以，QBO 的研究较之 ENSO 要差得很远。

§1.3 短期气候预测研究

一直到近来还有人把月、季尺度预测称为长期天气预报，这是不恰当的。因为天气是不能作长期预报的。无论模拟实验还是理论分析都指出，逐日天气预报的理论上限大约是2～3周。所以，要作月、季尺度的逐日天气预报是不可能的。月、季尺度预测被称为气候预测，这也是为了强调预测的对象是气候而不是天气。同时，为了与对温室效应影响的预测区别，称为短期气候预测。不过这里为了简便略去短期两个字，因为本节只讨论月、季尺度的气候预测。

20世纪的气候预测研究大体上可以分为四个阶段，每个阶段约占四分之一个世纪。

第一阶段：以相关分析为主，用多元回归来直接预报一个地点的月平均气温或降水量距平。所应用的预报因子包括海温、极冰、积雪、太阳黑子等。印度季风降水可能是最早应用多元回归预报的气候要素，这个时期的预报单纯应用统计方法，缺少天气学以及大气动力学的概念，预报的也是局地气候要素。

第二阶段：有两个学派发展起来[20]。一个是前苏联穆尔坦诺夫斯基(Мультановский)学派；一个是美国纳迈阿斯(Namias)学派。穆氏学派可以称为天气学派，预报的也是天气过程，预报又分中期与长期两个部分。中期预报是建立在对自然天气周期的分析上，自然天气周期的划分按自然天气区进行，北半球划分为3个自然天气区；大西洋－欧洲、东太平洋－北美、及亚洲－西太平洋。当每个自然天气区中盛行气旋活动或反气旋活动，天气过程特征类似时为一个自然天气周期。这里周期应译为阶段或时期，不过由于早期译为周期，后来就因循下去没有再变更。自然天气周期的长度在大西洋－欧洲平均5～7天，在亚洲－西太平洋平均3～5天。这样划分自然天气周期对认识天气过程的特点有一定帮助，但是却很难预报下一个周期的天气特征。所以用这种方法作中期预报都有困难，当然更谈不上作月、季尺度预报。穆氏学派作长期预报的主要工具是韵律与位相，还有自然天气季节。韵律是指一次超极地过程，即一次强冷空气活动中，地面高气压由新地岛南

下或由东北向西南移动的过程。观察这个过程90天前与150天前的气压形势,用以决定过程后90天及150天后的天气过程。位相则是指某种天气灾害发生前1个月,经常出现某种有代表性的天气过程,称为警告位相。一旦这种警告位相出现,即可据以预报一个月以后的天气灾害,如雨淞,在实际工作中这两类指标均不常出现。所以,有时可根据有限的几次韵律,从历史上找相似,再参考自然天气季节的转换作长期预报。实际上这个学派没有找到固定的、有效的预报工具。天气过程的研究是定性的,很难用来作定量的预报,所以后来就逐渐被淘汰了,尽管有一些概念如韵律对气候预测可能是有用的。

Namias的研究却完全不同。他先研究了用5天平均700hPa图作大气长波预报,取得了一定的成功,又把研究推广到作30天平均环流预报,1953年发表了10年预报经验总结[5]。他的预报方法是不成功的,因为其主要思想是根据过去的平均图的变化外推。他的近似图是把本月的距平加到下个月的平均图上,实际即假定距平不变,但一系列变高图又总是使距平恢复到正常。他把大气长波公式应用于计算平均图上波槽的运动,这在理论上讲是有问题的。所以他那一大套繁琐的计算早已经不再应用了。不过纳迈阿斯的研究却为今天气候预测打下了基础。他的贡献有三点:

①把30天平均环流图作为预报的基本工具。这比前苏联采用逐日天气图划分自然天气周期或自然天气季节有很大优点,时间尺度也适当。直到今天用GCM做气候预测,其最主要的产品就是500hPa月平均高度距平图;

②指出月平均环流与月平均天气即气候要素,如月平均气温,月总降水量有密切关系。为利用GCM作气候预测提供了依据;

③指出SST异常对大气环流有影响,大气环流的异常对SST也有影响,在气候预测中强调海洋相互作用。

这个思想有重要意义,为今后用GCM作气候预测打下了思想基础。

第三阶段:统计分析发展的时期。主要是大型电子计算机的推广应用,使20世纪60年代统计学分析方法有迅猛的发展,过去不得不靠大量人力来作的工作,利用计算机可以在很短时间内完成。例如Walker的世界天气研究利用第一次世界大战后的恢复时期,雇佣了

200个人用手摇计算机算了4年才完成。由于当时还不可能进行逐步回归计算,所以在选择预报因子之前,先计算各预报因子之间的偏相关,目的是选出彼此相对独立的因子。到了60年代这个工作很容易就可以用计算机完成了。不仅可以选入最好的因子,还可以通过剔除已选入的因子,作到最好的组合。逐步回归、各种多元回归分析以及分辨法广泛用于作气候预测。同时,统计分析方法也发展起来。利用EOF对气候要素场作分析,证明了Walker的三大涛动是大气环流变化的最主要机制。对各地区气候要素场的特征也作了许多研究。后来为了适应描述气候场区域特征的需要又设计了REOF。为了反映气候要素异常的季节变化提出来扩展EOF即EEOF。此外,还有复数EOF,即CEOF。在整个20世纪后期EOF分析成为气候研究的有力工具,典型相关分析(CCA)、奇异值分解(SVD)和主振荡型(POP)均与EOF分析有密切关系。此外,对时间序列周期性的分析也快速发展起来。最早是功率谱分析,后来有了最大熵谱、交叉谱分析,90年代以来又有了子波分析。60年代以来统计分析方法的进展不仅为气候预测作出了贡献,对气候诊断研究也是一个巨大的推进。

第四阶段:GCM发展的时期。中期数值预报的成功,启发人们用大气环流模式作气候预测。由于逐日预报的可预报性为2~3周,要超越这个界限,只有作月平均环流预报。因此,从70年代中期就有人开始用大气环流模式作预测试验。GCM原意为总环流模式,由于当时只有大气有总环流模式,所以往往把GCM称为大气环流模式,后来海洋也有了总环流模式,人们才分别用AGCM与OGCM表示。从70年代中到80年代中大约10年是用AGCM作月平均环流预测的蓬勃发展时期。当时约有10来个模式作了几百个500hPa月平均高度距平预测,计算与观测的距平相关系数大约在0.35~0.40之间。到80年代中已经普遍采用集合预报,去掉气候漂移。但是只用AGCM,通常假定下垫面的SST距平在积分的1个月内保持不变[22],不过所作大都是冬季月份的预报,如果对全年检查可能相关系数只有0.25~0.30。如果再扩展到全球,相关系数还要更低一些。因为通常大家都接受相关系数达到0.5可能是业务预报的最低要求。所以,到80年代中用AGCM作的月平均环流预报,还没有达到可以投入业务预报的水平。

WMO 曾经预言到 90 年代末用 GCM 作的月预报可投入业务预报，季预报可以开始试验，现在看来这个预言未能实现。从 80 年代中到 90 年代末，月平均环流预报的水平无明显提高。因此，研究方向转入作季平均环流预报。但是，作季平均环流预报已经不可能再假定 SST 距平维持不变了。所以应该用耦合模式，即 CGCM。现在 CGCM 的水平还达不到实际作预报的要求，所以美国 NCEP 采用先预报热带太平洋 SST，再用以强迫 AGCM。因为，热带太平洋 SST 的预报技巧较高，所以在 El Nino 或 La Nina 年有一定效果，但实际上这不能称为完全耦合模式。这样，一些作者开始用观测 SST 作为强迫看 AGCM 有没有作季度预测的能力，结果目前使用观测的 SST 作强迫，计算的平均 500hPa 高度距平与观测值的相关系数也只有 0.25 ~ 0.35，还不如统计方法作的预报。

综上所述，用 GCM 作气候预测前景并不乐观，在这种情况下 Gray 对利用模式作气候预测的方针提出尖锐的批评[23]。他认为海洋大气系统十分复杂，模式只是一个粗略的近似，5 ~ 10 天预测的成功，并不能保证把预报延伸到季以上，同时从某一个初值出发作积分，割断了历史。气候模式没有应用对过去的认识，所以他形容为没有“教养”(culture)。他认为现在全世界有 30 多家一窝蜂地(stampede)作全球模式是个巨大错误。这种批评虽然语言尖刻，但不无道理。在气候预测中，至少在短期内不能完全依靠 GCM。统计预报方法可能还是业务预报的主力，但是要大力发展 GCM。因为，终究这是一个以物理为基础的严格的科学的方法。况且，气候模式已经在模拟研究中作出了巨大的贡献。

§1.4　气候模拟研究

尽管气候模式尚未能提供一个可靠的月、季尺度预报。但是，利用 GCM 作模拟研究，则有很大的优越性[24]。从 1956 年 Phillips 的先驱性论文发表到现在气候模拟研究有了长足的进步，气候模拟的研究大体上可以分为三个阶段。20 世纪 70 年代中期之前为第一阶段，这可以认为是一个准备阶段，气候模式由简单到复杂，60 年代初期只是模拟大气环流的二维分布，看是否能在给定海陆分布，大地形及太阳辐射条

件下能计算出平均环流的特征，如西风带、大气活动中心。在60年代中到70年代中的10年中提高了模式的水平与垂直分辨率，改进了模式中物理过程的描述，已经能复制出大气环流、水分的季节变化，模拟出副热带沙漠、季风、ITCZ，以及1月北半球冷空气侵入南半球，7月索马里急流，西非的西南季风。这些模拟的成功给气候变化的模拟打下了基础。这在Washington与Parkinson的书中有详细的总结[25]。

第二阶段从70年代中到80年代中是利用气候模式作敏感性试验的阶段。人们利用AGCM改变其边界条件或辐射条件，研究大气对外界强迫的响应，最主要的就是研究大气中CO_2浓度增加一倍时的气候变化。同时，也研究了太阳常数变化，例如增加1%可能引起的变化，有极冰、没有极冰时气候的差异，海水温度上升或下降的影响等等，得到了许多重要的结论。例如，大气中CO_2浓度增加1倍，气温上升1.5～4.5℃的结果长时期以来作为讨论人类活动对气候影响的基本数据。太阳常数增加1%，全球平均气温上升1.0～1.5℃。如果太阳常数减少1%，则气温下降的数值可能要更大一些，这也成为研究太阳活动影响气候的一个判据。对SST距平影响的研究也很有意义，当时虽然有不少研究发现中纬度SST异常可能对大气环流产生影响，不过赤道东太平洋的影响最明显。赵宗慈曾总结了不同海域SST异常对中国夏季降水异常影响的模拟研究[26]（表1.2）。

这些研究与气候诊断研究有一定程度的一致。例如El Nino时北方少雨，而西太平洋暖（相当La Nina）华北、西北多雨，均得到了证实。不过，这一阶段的敏感性实验，还存在不少问题，最主要的是把边界的异常，例如SST距平与大气分离开来，单纯看边界异常对大气的影响。在实际过程中，显然大气与海洋、大气与陆面、大气与冰雪都是相互作用的。所以，这种敏感性实验并不能真正反映气候系统中气候异常形成的原因与机制，而至多只是说明大气对海洋的适应。最典型的例子就是ENSO研究。70年代中期已经建立了一些OGCM，在给定风应力异常时，已经能够模拟出SST变化。到80年代中几乎当时所有的AGCM都作了赤道东太平洋海温升高的敏感性实验，大部分模式都能较好地模拟出El Nino年大气环流的主要特征：如SO的负位相、赤道东太平洋信风减弱、Walker环流收缩、Hadley环流增强、赤道中太平洋

对流加强等。而在给定风应力异常积分 OGCM，或给定 SST 异常积分 AGCM，充其量只能认为是海洋对大气异常的响应，或大气对海洋异常的响应，并不能揭示异常形成的根本原因。所以这些都属于敏感形试验的范畴，尽管存在这些问题，敏感性实验还是有非常重要的意义。80 年代中期之后仍然不断有这方面的工作发表。但是大量的气候模拟工作逐渐转向一个新的方向：模拟气候变率。

表 1.2　各海域海温异常对中国夏季降水的影响（异常试验减控制试验）

	东北	西北	黄河流域	长江流域	南方
赤道东太平洋异常暖 中心 +3℃	北 + 南 −	北 + 南 −	下游 − 上中游 +	下游 − 上中游 +	西 + 东 −
赤道中太平洋异常暖 中心 +3℃	+ +	−	大范围 −	− −	− −
赤道西太平洋异常暖 中心 +3℃	大范围 +	+	北 + 南 −	−	− −
西阿拉伯海异常冷 中心 −3℃	西 − 东 +	大范围 −	大范围 +	大范围 +	大范围 −
东阿拉伯海北暖南冷 中心 +1℃，−0.5℃	北 − 南 +	西 − 东 +	大范围 +	−	−
中印度洋异常暖 中心 +3℃	−	−	大范围 +	−	−

第三个阶段气候模拟研究的特点是研究气候变率[27]，可以分为两个方向：

①用 CGCM 模拟气候变率；

②用观测的 SST 强迫 AGCM 研究大气的响应。

这时已经比上一个阶段进了一步，不是静止地研究对某个固定的外强迫的响应，而是研究随着外强迫的变化，大气如何变化。

先谈第一个方向，在没有给定固定的外强迫下运转 CGCM，这样产生的气候变率可称为自然变率，对 ENSO 循环的模拟就是最好的例子。根据 Neelin 等的总结[28]，17 个 CGCM 大部分能模拟出 ENSO 的年际变化（表 1.3），但只有 1/3 的模式同时能模拟出海温异常的向东或向西传播，还有一些模式对 SST 的气候平均状况尚模拟得不好，有的 SST 的东西向梯度不明显，有的季节变化太弱，有的季节变化又太强以至于压制了年际变化的发展。所以，虽然有迹象说明 ENSO 可能是大气海洋相互作用的产物，但由于模式仍然显得粗糙，还不能确切了解是否有某种热带海气相互作用之外的因素可能激发、加强或抑制 ENSO 的发展。

表 1.3 ENSO 循环的气候模拟结果

序号	模式	积分(年)	振幅(℃)	周期(年)	纬向传播	水平梯度	季节变化	气候漂移
1	GFDL	28	2~4	3	E,W	+		
2	UKMO	13				+	+	C
3	MPI	10				+	+	C
4	MPI	20	3	~3	W	+	+	C
5	NCAR	11	>1			+		W
6	UCLA	10	1		W	−	−	
7	GFDL	20	0.5~1.0	3~4	W	+	−	
8	MRI	8	1		W		+	C
9	MPI/MI	25	0.5			+	+	W
10	MPI	25				−	−	
11	NCAR	30	1	3	W	+	+	C
12	OSU/LLNL	16				+	+	
13	OSU/LLNL	25	1	~2	E,W	−	+	C
14	UCLA	15	3	4		+	−	
15	KNMI	20	1~5			+	+	
16	GSFC	35	2	3~5		+	−	
17	LDGO	20	1	3~4		+	+	

研究气候自然变率的第二个例子是对世界三大涛动的模拟[27],其中模拟得最好的是 NAO 及 SO,NPO 的模拟效果要差一些。但对流层中上层的 PNA,即太平洋北美型则模拟得很好,这也说明三大涛动可能是大气固有特征。在没有固定外强迫情况下大气环流变率的空间型保持很好的 NAO、SO 及 PNA 特征,这也是对 Walker 涛动研究重要性的有力证明。

研究自然气候变率的第三个例子是中国夏季旱涝型的模拟。王绍武等曾对中国旱涝划分出 6 种型。表 1.4 给出 6 种型的 1050 年频率,表中同时给出利用 CCM1 所作的 100 年积分的结果。显然两者的频率分布是十分接近的,唯一的不同是 3 型模拟的频率稍低,而 4 型稍高。这说明中国旱涝型是一种自然变率。对于某个较长时段,维持一定的气候频率分布。

表 1.4 中国夏季旱涝型频率(%)

旱涝型	1a	1b	2	3	4	5
950~1999 年观测	16.6	14.5	22.4	19.1	16.9	10.5
100 年模拟	15.0	15.0	24.0	13.0	23.0	10.0

第三阶段的气候模拟研究的另一个方向是用观测的 SST 强迫

AGCM,研究大气环流及气候的变化。这类研究的一个目的就是作气候预测。与之类似的是从环流来预报气候要素的“完全预报”,即研究气温与降水量距平与同期大气环流的关系,建立所谓的规范方程(Specification equation)。假定能100%地预报出大气环流的异常,看在多大程度上能预报出气候要素的异常。用观测SST强迫AGCM也是一样,这样的结果相当于如能100%地预测出SST的变化,则在多大程度上可以预报出大气环流与气候的异常。先看对大气环流异常的模拟,上一节已指出试验结果表明相关系数只有0.25~0.30。如果只考虑第1主分量则有的结果表明,相关系数可能达到0.74,但可惜第1主分量通常仅占总方差15%~20%,如果对整个场检查相关也不会高于0.30。英国气象局的研究证明只要有了正确的SST可以较为准确地报出萨赫勒的降水,但对其它地区的研究表明,这并不是普遍规律。例如对1979~1988年印度季风降水的年际变化模拟就不很成功。比较普遍的看法是:中纬度大气初始场噪声影响很大,所以,必须用集合预报,即使这样模拟气温与降水量变化的能力,可能也要远低于对大气环流的模拟。在这方面也许模拟时间尺度更大的年代际变率效果会更好。

总之,在近四分之一世纪中用GCM作气候模拟,还是取得了重要的成就。尽管如上一节所述,有人对用GCM作气候预测提出质疑,但在气候模拟方面的成绩还是很显著的。而且这方面的工作肯定会继续发展、扩大,对认识气候变化的形成机制作出贡献,亦将有助于气候预测水平的提高。

§1.5　人类活动影响研究

人类活动影响这主要指大气中温室气体增加造成温室效应加剧,形成全球气候变暖。对这个问题的研究把气候学提到了大气科学几个分支的前列,超过了天气学、动力气象学、大气物理学,而且吸引这些分支学科为气候学的发展作出贡献。所以,对人类活动影响的研究在气候学研究史上是值得大书特书的。

早在1827年法国数学家Fourier就指出,大气与温室的玻璃有相同的物理作用,这就是温室效应名称的由来。后来1896年瑞典化学家

Arrhenius 研究了温室气体增加可能造成的气候变暖，认为如果大气中的 CO_2 浓度增加 1 倍，全球平均温度可能上升 5～6℃。这大约是最早的对 CO_2 浓度倍增时气候影响的研究。1940 年 Callander 首先计算了燃烧矿物燃料所增加的 CO_2 可能造成的气候变暖。但是可惜当时正处于第二次世界大战中，人们可能顾及不到这个问题。20 世纪 50 年代是战后恢复时期，而恰巧这时北半球的气温开始缓慢下降。所以，虽然有一些作者注意到 20 世纪 20 年代到 40 年代的升温，但并未引起广泛的关注。北半球气温下降大约持续到 70 年代中，此后全球气温迅速回升，而且，从 1958 年到 70 年代后期已经积累了大约 20 年的 CO_2 浓度观测记录，这个记录表明 CO_2 浓度持续增加。同时，人们已经在用 GCM 模拟 CO_2 浓度加倍可能产生的气候效应。就是在这种情况下于 1979 年 2 月在日内瓦召开了世界气候大会。为了区别于 1990 年召开的气候大会，1979 年大会称为第一次世界气候大会(FWCC)，这次大会的标题是气候与人类，共有近四百人参加会议，可以说是一次盛会。FWCC 上制定了世界气候计划(WCP)及其 4 个子计划；世界气候研究计划(WCRP)、世界气候影响计划(WCIP)、世界气候应用计划(WCAP)及世界气候资料计划(WCDP)，揭开了全球性气候研究的序幕。在此后的二十多年里，气候学研究在全世界飞速发展，进行了多种区域实验，建立了各种各样的研究计划(参看第三章)，成为大气科学的宠儿。

世界范围的气候学研究带来了气候学的革命，这一场革命是从研究温室效应开始的。在 FWCC 上明确指出，一旦大气中 CO_2 浓度加倍，全球平均气温可能上升 1.5～4.5℃。这无论对大气科学界，还是对各国政府以及亿万公众都是一个严重的警告。因为，全球气候变暖可能使极冰融化，冰川后退，海平面上升，从而淹没大部分沿海低地。气候变暖还可能造成气候带的移动，使一些本来有充足降水的地区变得干燥。甚至还有人指出气候变暖可导致作物的病虫害增加，一些影响人类健康的疾病，特别是传染病也可能蔓延。所以，气候变暖的研究很快就引发了如何防止或减缓温室气体排放迅速增加的问题。然而参加 WCP 的一般都是科学家，科学家只能从科学角度探讨这个问题，却没有权利制定什么措施，削减 CO_2 的排放。鉴于此，世界气象组织(WMO)与联合国环境署(UNEP)于 1988 年联合建立了政府之间气候

变化协调委员会，即 IPCC（Intergovermental Panel on Climate Change）。当时提出的目标有 3 个：

①根据所有的科学信息，对气候变化作出评估；

②对气候变化的环境与社会影响作出评估；

③决定响应对策。

为此设立了三个工作组：科学评估组、影响评估组及对策组，也称为第一、第二、第三工作组，各自编写评估报告。第一次科学评估报告[29]于 1990 年完成，提交第二次世界气候大会（SWCC）讨论，并且成为联合国气候变化框架公约的协商基础。1992 年出版了补充报告[30]，1994 年发表了对辐射强迫的补充报告[31]。1995 年编写了第二次科学评估报告[32]。2000 年又编写第三次科学评估报告，预计 2001 年初出版。以后计划每 5 年出版一本新的科学评估报告。另外第二工作组及第三工作组也编写自己的评估报告。人类活动对气候影响的研究已经走出了科学界，成为社会问题、政治问题、经济问题。当然，这也就是为什么气候研究受到这么大重视的原因。

尽管人类活动对气候影响的问题，特别是谈到对 CO_2 的减排，已经不单纯是科学问题，但是科学评估仍然是在科学范围内讨论这个问题。其中一个焦点问题就是大气中 CO_2 浓度增加 1 倍可能产生的气候影响。20 多年来对这个影响的估计曾经几起几落，经历了一个复杂的过程。实际上这个问题包括三个方面：

①什么叫 CO_2 浓度加倍；

②何时可能加倍；

③加倍时的气温变化有多大。

现在公认 19 世纪中工业化之前的 CO_2 浓度大体上维持在 280×10^{-6}的水平上，所以通常把达到 560×10^{-6}为加倍。但是在 20 世纪初 CO_2 浓度为 300×10^{-6}，也有人取 600×10^{-6}为加倍。至于何时加倍，这关系到 CO_2 排放的速度。所以有不同的估计。FWCC 上给出几种方案，至于 CO_2 加倍的气候影响则很大程度上取决于模式。最初的模式是比较简单的，作为大气的下边界仅给出一个 50m 厚的“板块”式海洋，没有洋流也没有向深海的传输，而且当时只注意到 CO_2。后来人们发现大气中还有甲烷、氧化亚氮、臭氧、氯氟烃等微量气体也是温室气

体,其本身绝对浓度虽然很低,但温室效应却很大。因此,把这些气体折合为 CO_2,称为 CO_2 相当浓度。由于这些微量气体增加很快,所以 CO_2 相当浓度加倍的时间大大提前。由于模式提高了分辨率,加上云量变化及海洋热传输所得的结果接近 FWCC 评估的上限,这引起了普遍的惊慌,因为这就意味着气候变暖可能大为加速。不过后来人们指出,只用 AGCM 及一个"板块"海洋进行模拟是不合适的,应用了海洋大气耦合模式 O-ACGCM,气候变暖的时间推迟,变暖的绝对值也要小的多。同时,还有的科学家指出,大气污染形成对流层硫化物气溶胶,可能造成散射,削弱到达地面的太阳辐射,形成阳伞效应,使大气低层变冷。在这种情况下,在 1995 年 IPCC 的报告指出,到 2100 年全球平均气温可能比 1990 年上升 2℃,上限为 3.5℃,下限为 1℃。这比 1990 年评估报告的估计低了三分之一。另外,过去的模式模拟也有问题,因为,过去一般采用开关式,即在模拟中使大气 CO_2 浓度突然增加 1 倍。显然,这也是不合适的。所以近来的模式多采用渐变式,即大气中的 CO_2 浓度每年增加 1%。这样也许到 21 世纪中期之后 CO_2 浓度增加 1 倍。但是气温将继续上升。因为,还没有达到平衡状态。

顺便说明,为了确认温室效应是否已在使气温上升,或者说气温上升有多大成分是温室效应加剧造成的。气候学家曾花了很大力气来建立近百年的全球平均气温曲线,这个曲线已经证明 20 世纪气候有明显的变暖。1998 年是 19 世纪中叶以来最暖的一年[33],甚至有的作者认为可能是近千年来最暖的一年[34]。而且近 40 万年来的 CO_2、CH_4 浓度曲线说明这些温室气体的浓度是前所未有的[35]。所以人类活动使温室气体浓度增加,加剧了温室效应,使全球气候变暖,大约已经是无可怀疑的了。

参 考 文 献

[1] 王绍武,气候系统引论,气象出版社,1~2,1994。

[2] 王绍武,20 世纪气候学理论研究的十项成就,地球科学进展,**15**(3),277~282,2000。

[3] Walker GT and E. Bliss, World Weather V, *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4: 58~84,1932.

[4] Rossby C. G. and Collaborators, Relations between variations in the intensity of

the zonal circulation and the displacments of the semi-permanent centers of action, *J. Marine Research*, 2: 38 ~ 55, 1939.

[5] Namias J., Thirty-day forecasting: a review of a tear experiment, *Meteoro. Monogra*, 2: 1 ~ 83, 1953.

[6] Bjeknes J., Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **97**: 163 ~ 172, 1969.

[7] Manabe S. and R. T. Wetherald, The effects of doubling the CO_2 concetration on a general cirulation model, *J. Atmos., Sci.*, **32**: 3 ~ 15, 1975.

[8] Miyakoda K. J. Sirutis, and J. Ploshay, One-month forecast experiments – without anomaly boundary forcings, *Mon. Wea. Rev.*, **114**: 2363 ~ 2401, 1986.

[9] Cane M. A., S. E. Zebiak and S. C. Dolan, Experimental forecasts of El Nino, *Nature*, **321**: 827 ~ 832, 1986.

[10] Suarez M. J. and P. S. Schopf, A delayed action oscillator ENSO, *J. Atmos. Sci.*, **45**: 3283 ~ 3287, 1998.

[11] Battisti D. S. and A. C. Hirst, Interannual variability in the tropical atmosphere/ocean system: Influence of basic state, Ocean geometey and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, **46**: 1687 ~ 1712, 1989.

[12] Delworth T., S. Manabe and R. J. Stouffer, Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean – atmosphere model. *J. Climate*, 6: 1993 ~ 2011, 1993.

[13] Ming J., A. Kumar and A. Leetmaa, A multiseason climate forecast system at the National Meteoroligical Center, *Bull Amer. Meteor. Soc.*, **75**: 569 ~ 579, 1994.

[14] 王绍武、朱锦红，国际关于年代际气候变率的研究，气象学报，1999，**57**(3)，376 ~ 383，1999.

[15] Clark P. U., R. S. Webb and L. D. Keigwin, Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, *Geophysical Monograph Series*, **112**: 1 ~ 394, 1999.

[16] 涂长望，中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用，气象杂志，1937，**13**(11)，1937.
（见中国代科学论著丛刊，“气象学 1919 – 1949”，1955 科学出版社）

[17] 龚道溢、王绍武，南极涛动，科学通报，**43**(3)，296 ~ 301，1998.

[18] Wallace J. M. and D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**: 784 ~ 812, 1981.

[19] Thompson D. W. J. and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys Res. Lett*, **25** (9): 1297 ~ 1300, 1998.

[20] 王绍武、赵宗慈，长期天气预报基础，上海科技出版社，1 ~ 49，1987。

[21] 王绍武，短期气候预测的可预报性与不确定性，地球科学进展，**13**(1)，8 ~ 13，1998。

[22] 王绍武主编，气候预测研究，短期气候预测研究的历史及现状，气象出版社，1 ~ 17，1996。

[23] Gray W. M., Climate prediction methodology, In《Proceedings of the Twenty——Fourth Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop》, Tucson, Arizona, Nov 5 ~ 9 1999, Doc, NOAA, NWS, NCEP, CPC, 145 ~ 148, 2000.

[24] 王绍武,气候变化的数值实验研究,地理研究,**1**(2),78 ~ 86,1982。

[25] Washing ton W. Mand C. L. Parkinson, Three-Dimensional Climate Modeling, University Science Books, Mill Valley California Oxford University Press, 1986. (中译本:马淑芬等译,气象出版社,1991)

[26] 赵宗慈,一般环流模式与气候模拟(见《气候预测与模拟研究》王绍武,林本达等著),气象出版社,284 ~ 326,1993。

[27] 王绍武,气候模拟研究进展,气象,**20**(12),9 ~ 18,1994。

[28] Neelin J. D. et al., Tropical air-sea interaction in general circulation models, *Climate Dynamics*, **7**(1): 73 ~ 104, 1992.

[29] Houghton J. T., G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (eds), IPCC Climate Changl 1990: The IPCC Scientific Assessment 1990, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1 ~ 365, 1990.

[30] Houghton J. T., B. A. Callander and S. K. Varney (eds.), The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1 ~ 198, 1992.

[31] Houghton J. T., L. G. Meira Filho, J. Bruce et al.(eds), Climate Change 1994: Radioactive Forcing of Climate Change and an Evaluation of IPCC IS92 Emission Scenarios . Cambridge University Press, Cambridge, U K, 1 ~ 339, 1994.

[32] HoughtonJ J., L. G. Meira Filho, B. A. Callander et al. (eds.), Climate Change 1995: The science of Climate Change Cambridge Univensity Press, Cambridge, UK, 1 ~ 572, 1995.

[33] 龚道溢、王绍武,1998 年:中国近一个世纪以来最暖的一年,气象,**25**(8);3 ~ 5,1999。

[34] Mann M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hnghes, Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, Uncertainties, and Limiqtions, *Geophys Res. Lett.*, **26**:759 ~ 762, 1999.

[35] Raynaud D., J-M. Barnola, J. Chappellaz et al., The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes, *Quaternary science Reviews*, **19**(1 ~ 5): 9 ~ 17, 2000.

第二章　全球气候观测系统

有观测以来，人们对气候及气候变化的认识主要基于两方面的资料。其一是来源于天气预报、飞机航行和船舶航海等常规服务；其二是来源于 WCRP 和 IGBP 等环境领域的有关专项科学实验和计划。由于许多观测本身不是直接为气候研究和业务目的设计的，如天气预报要求的资料的准确性，促使气象观测仪器不断改进，这些长期积累的观测资料用到气候变化研究过程中时，会带入因观测仪器改变而产生的系统偏差，会直接影响到气候变化研究结果；观测台站的迁移和观测规范的改变也同样会带来系统偏差。Karl 等研究发现台迁移和仪器变更给气候资料带来的偏差产生超过 1℃[1]。另一方面，科学实验资料观测时段相当有限，不能满足气候研究对长期资料的需求。从空间覆盖性上看，一些重要的气候要素的空间采样严重不足，如非洲、南美洲等地区，而这些地区又正是气候变化非常明显的地区[2]。

气候分量的观测主要包括实地观测（in situ observation）[3]和空基观测（space-based observation）[4]。实地观测主要指在地球表面、大气和海洋中的某一地点观测得到的结果。一些观测结果可以直接取得，有时可以采用自动手段获取，但也有许多结果在实验室中从某地采样材料的分析中取得。空基观测主要指卫星遥感包括利用极轨卫星和静止卫星取得的观测结果。对实地观测和遥感观测全都存在资料的校准和有效化问题。测站资料是遥感资料校准和有效化的重要基础。应该指出的是两种资料的交叉校准十分重要，事实表明实地观测和卫星观测混合产品比任何单类观测的结果更为有用[5]。

近几十年来，随着人们对气候系统认识的不深化以及人类社会对气候变化需求的不断提高，对建立长期稳定并保持连续观测的全球气候观测系统的需求也越来越强烈，受到世界气象组织（WMO）、政府间海洋委员会（IOC）、联合国环境署（UNEP）和国际科学联盟理事会（ICSU）的支持，在第二次世界气候大会之后（1992 年）建立了全球气候观测系统（GCOS）。GCOS 试图建立一个长期的面向用户的业务系统，以

实现气候系统的监测，达到检测气候变化信号及原因，评估气候变异和变化的影响，支持气候系统机制研究、模拟预测的目的。它将利用实地观测和空基观测方法观测整个气候系统包括其物理、化学和生物特性。全球观测系统将特别注重观测资料的收集、观测校准技术、资料管理能力的强化、资料综合和同化技术的提高、新观测技术的评估，并且努力监视观测网络的完整、准确和一致性等方面问题[6]。全球气候观测系统包括大气观测系统、海洋观测系统和陆地观测系统三个子系统组成，其中部分内容与全球海洋观测系统(GOOS)和全球陆地观测系统(GTOS)相交叉(见图 2.1)[7]。

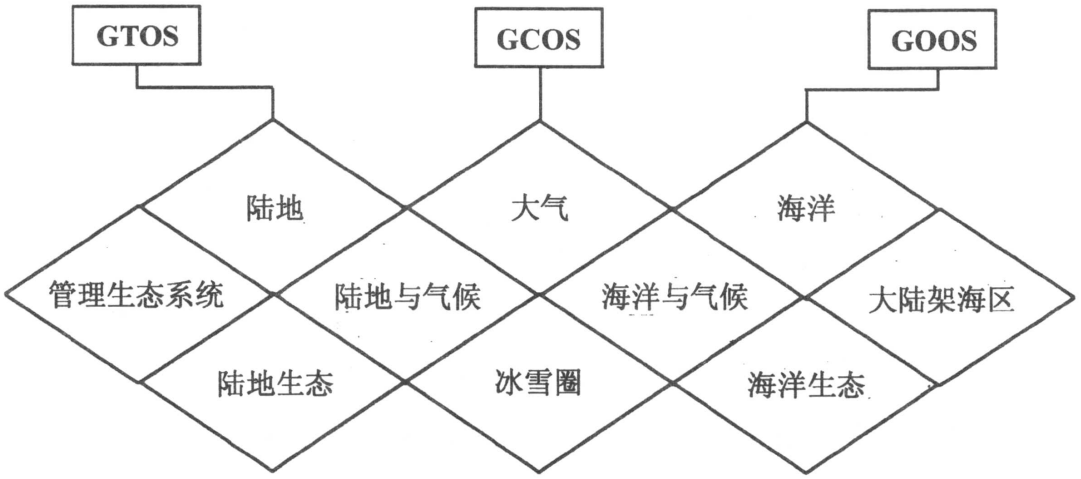


图 2.1 GTOS,GCOS,GOOS 三个全球观测系统的交叉关系

本章着重从大气观测系统、海洋观测系统和陆地观测系统三个观测子系统来综合分析全球气候观测系统的主要观测内容、观测网络、观测现状和意义，并从气候异常和气候变化的监测角度来看全球气候观测系统的重要意义。

§2.1 大气观测系统

大气观测系统是三个观测子系统中最成熟的系统。世界天气监测网(WWW)和全球大气监测网(GAW)是全球观测系统中最为基本的观测系统。连续的大气观测对大气动力、物理和化学状态的监测、机制研究以及季节到几十年际时间尺度的气候变化研究十分重要。大气观测系统观测内容主要包括大气环流、大气成分、地面气候要素、云和辐射

特征等。

2.1.1　大气环流

由高空观测站网、卫星、飞机和有关科学试验资料，将共同形成有效的全球大气环流观测系统。为了满足气候业务和研究的需求，GCOS建立了图 2.2 所示的 GCOS 全球高空网络(GUAN)，它选择了大约 150 个均匀分布的测站。这是在考虑测站位置、观测质量和记录长度的基础上从全球大约 1000 个 WWW 高空观测站中选取的。GUAN 主要提供大气不同层次的温度、湿度、风和高度资料。为了满足气候变化监测的需要，要求 GUAN 的每一个测站具有长期连续的资料，观测高度要求达到 5hPa，并要求保证观测质量及时发报参加国际交换[8]。

卫星遥感可以提供全球大气风、温度和湿度的廓线，同时给出大气水分含量和降水率资料，可以有效地弥补测站观测资料的不足。飞机观测也可以增加一些如水汽等要素的气候资料。

2.1.2　大气成分

加强大气成分测量可以提高我们对生物化学循环过程的认识，还可以帮助我们改进辐射强迫过程来研究气候变化和变率。

WMO 的全球大气监测网(GAW)建于 1989 年，其主要目标是观测如温室气体、气溶胶、臭氧、污染物和降水化学性质等等大气化学成分及有关气候要素。GAW 可以帮助我们评估和揭示大气成分对环境的影响和研究气候变率，同时也能为科学评估大气成分的长期变化趋势和早期预警提供科学依据。

目前 GAW 观测网由全球 22 测站组成，我国 1994 年新建的瓦里关本底观测站是由全球环境基金会(GEF)支持的六个新的 GAW 测站中最先建立的观测站。

卫星观测可以提供云的成分、痕量气体成分、气溶胶分布等观测资料。飞机观测也将提供水汽、臭氧和气溶胶资料。

2.1.3　地面气候要素

气候变化信号监测，尤其是极端天气、气候事件的变化研究需要高

质量的逐日观测资料。GCOS 目前选定的全球地面网络(GSN)由 989 站组成(见图 2.3)[9]。GCOS 对 GSN 测站也提出了长期持续的观测、能够及时通过全球通讯系统(GTS)提供资料、严格把守测资料质量和记录元资料(Meta data)等要求。

GSN 要求提供逐日气温、降水量、海平面气压和风速等历史观测资料;要求以 CLIMAT 电码形式交换包括月平均气压、温度、湿度、雨量、雨日等观测资料;同时要求以 SYNOP 电码形式发送定时观测的能见度、云量、云状、风向风速、气温、露点温度、气压、气压倾向、降水等要素;对于船舶、海洋平台观测,还需要加入海面温度(SST)、浪、涌、海冰等要素;此外,还包括固态降水、辐射量等观测要素。

2.1.4 云和大气辐射特征

云是影响气候的重要因子,并且直接联系大气辐射和水循环过程。地面测站已经积累了长期的目测云量、云状记录;辐射站网积累了地面太阳总辐射、直接辐射和散射辐射等观测资料。卫星观测可以提供大气上界的向外短波和长波辐射、云量、太阳常数等。

§2.2 海洋观测系统

地球表面约 2/3 的面积被海洋占据,由于海洋和陆地具有完全不同的下垫面条件和热力特征,海洋是地球气候的调节器。

最近 20 多年来,ENSO 信号被认为全球年际气候变化的最强信号,影响欧洲和北美东部气候的北极涛动(AO)也与北太平洋海面温度的变化有关[10],对气候变化起重要作用的太平洋年代际涛动(PDO)也是一种异常的海面温度分布型[11]。

目前许多重要的气候研究计划 WOCE、TOGA、JGOFS、CLIVAR 都包含有海洋观测内容。为了有效监测和预测不同尺度的重要气候变化信号,促进监测、描述和研究海洋环流的物理、生物化学过程及其对碳循环的影响,为气候预测提供信息,有必要建立全球完整的包括海面、海气相互作用及和海表面以下多种物理量的长期稳定的海洋观测系统。

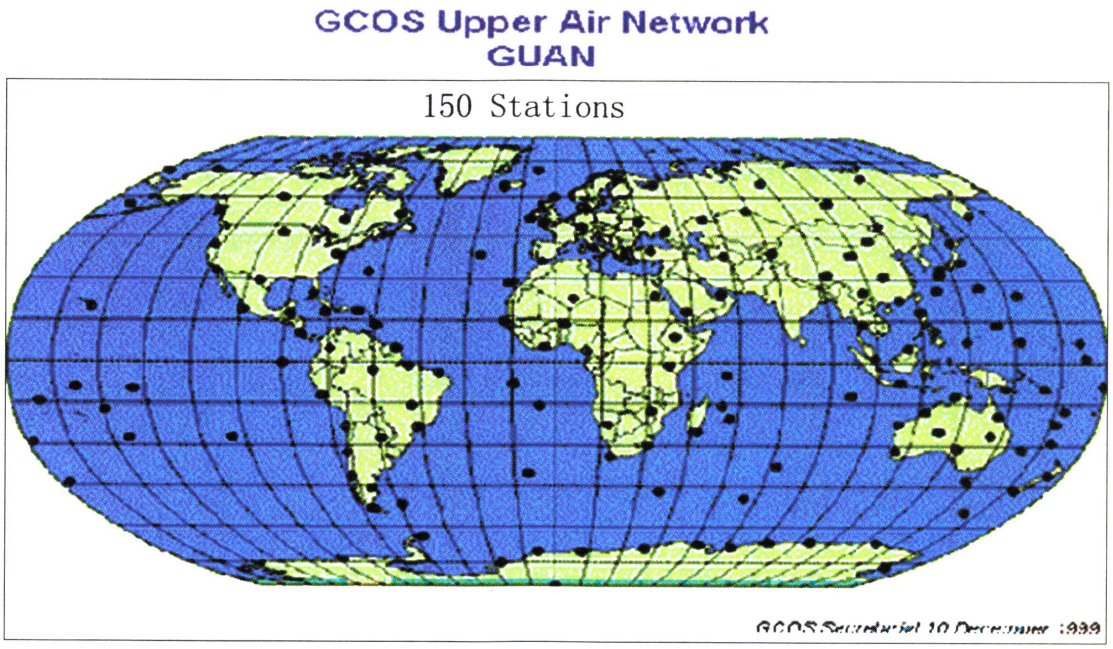


图 2.2　GCOS 全球高空观测网络（GUAN）

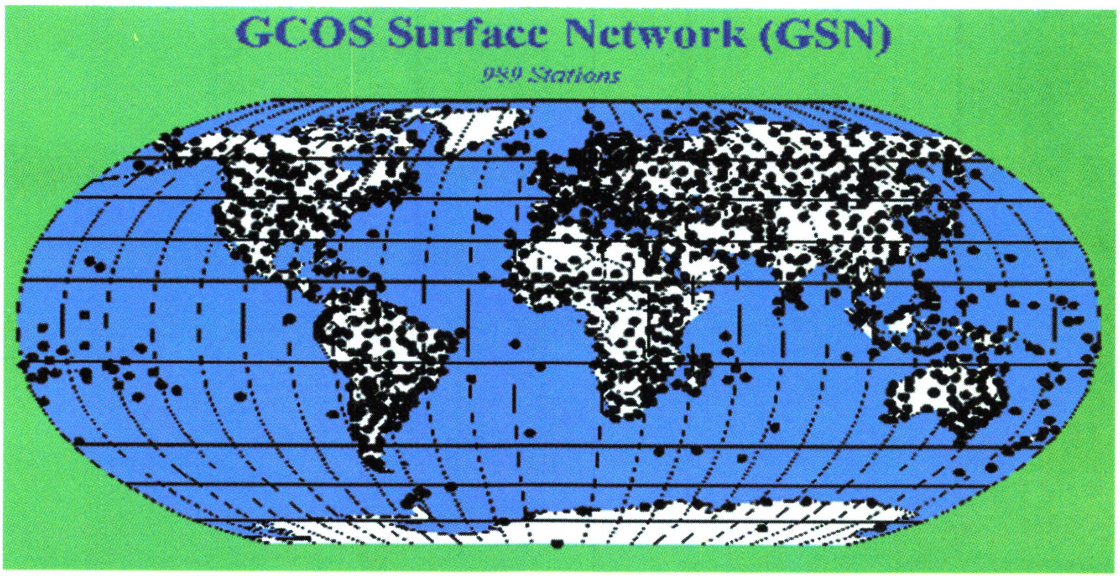


图 2.3　GCOS 全球地面观测网络（GSN）

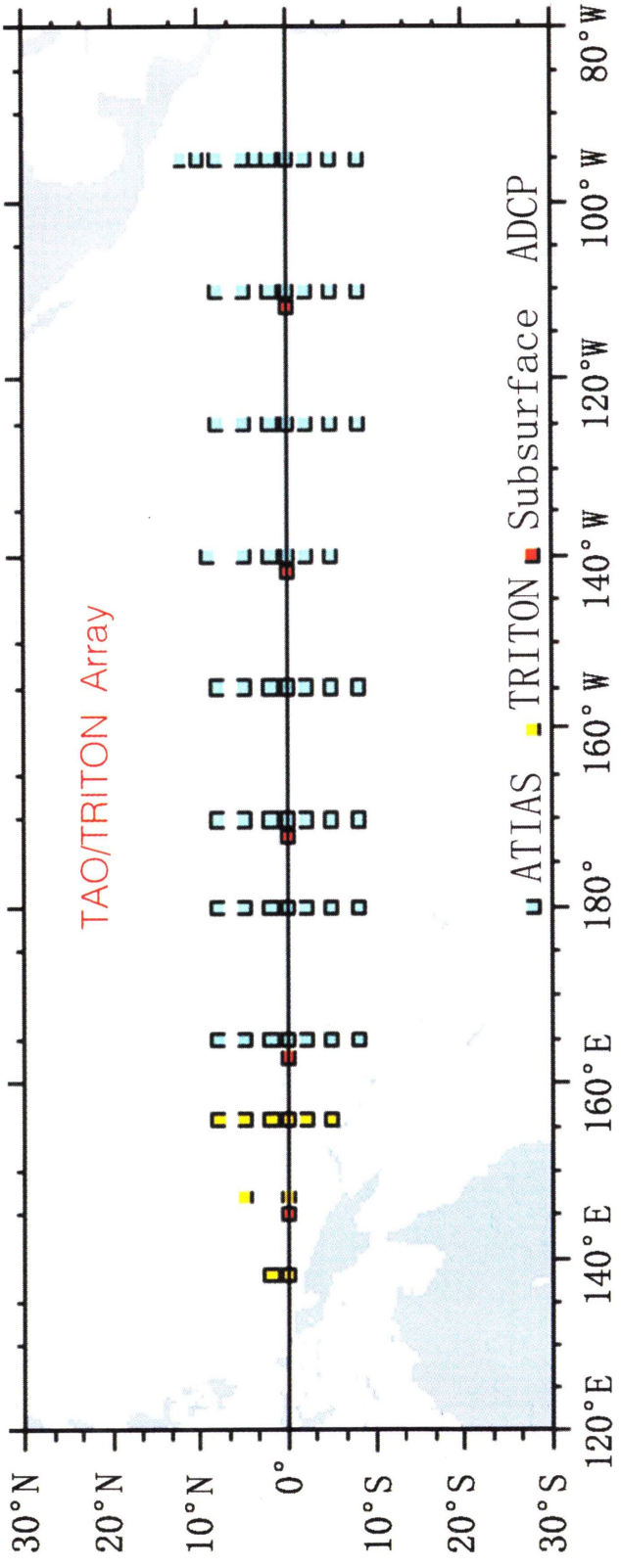


图 2.4 热带海洋大气观测网络（TAO/TRITON）

2.2.1　海气相互作用

海气相互作用是地球气候最重要的过程之一。船舶观测已经为我们积累了100多年的观测资料，它提供船舶航行过程中观测的海面温度、海面气温、海平面气压、风、海冰等一系列海气交换变量。其主要不足是观测集中在主要航线上，同时资料质量受到观测条件影响较大。

TOGA计划中确定了热带海洋大气浮标观测阵列（TAO）（见图2.4）[12]，目前大约由70个锚定浮标组成，这一观测网比较全面地提供了热带太平洋的风、气温、相对湿度釉及海洋观测资料。最近，通过一项新的科学计划（PIRATA）又在热带大西洋布置浮标观测阵列，将进一步丰富全球海气相互作用的观测。

NOAA极轨环境卫星可以连续观测SST。ERS-1散射计和SSM/I的无源微波传感器都能观测全球海洋表面风场。继续维持TAO观测，对验证和校准卫星资料具有重要意义[13]。

2.2.2　上层海洋温、盐结构

海洋上层热力结构对于ENSO监测和预测、气候变化研究以及耦合模式的初始化至关重要。TOGA计划和利用航船观测的XBT（船载海水深度温度自动记录仪）可以获得不同深度的海洋温度廓线。但目前主要集中在热带太平洋，从全球覆盖角度看还极为欠缺。从观测要素来看，还缺少盐度观测，而且观测深度也不足。

Argo是一种新研制的海洋漂浮探测仪器，它十分类似于大气中的无线电探空仪，其设计使用寿命为4～5年。它通过船舶或飞机施放，可以从海面下潜2000m左右，每隔约10天左右，仪器上升到海面，在上升过程中观测不同深度的海水温度、盐度资料，在到达海表面后，把收集到的资料加上仪器所在的位置信息发送给卫星，接着进行新一轮的海洋观测。该项由美国推出的Argo计划将在未来几年内在全球布置约3000个观测仪，观测仪之间相隔约300km[14]。这一全球观测网的建立，将大大提高人类对海洋的监测能力。

2.2.3 海洋环流

TAO 阵列用锚定浮标对赤道太平洋进行速度测量，在热带太平洋每个浮标之间的测量距离是 30 个经度。海平面漂流浮标测量计划可以提供观测结果，以进行海平面边界层海盆亮度的洋流估计。

2.2.4 海面高度

海面高度观测资料对模式初始化和验证模式十分有用。TOPEX/Poseidon、ERS-1、ERS-2 用卫星测高法每 10 天观测一次全球海平面高度，可以提供全球日常海面高度分布图，其精度较高。常规海平面测站也同样可以观测海平面高度的变化，在与卫星观测比较以后发现局地海岸效应会引起观测误差，但这并不表明可以放弃测站观测。继续维持测站对卫星观测的验证和较准十分重要，而且对于维持长期的具有可比性的观测十分有益。

创建于 1985 年的全球海平面观测系统（GLOSS）由 87 个国家的 308 个海平面观测站组成，专门从事大尺度海平面变化观测的观测网[15]。

2.2.5 海洋表面的碳交换

海洋的碳循环是全球气候变化研究的重要问题，因此，对海洋碳循环的一些关键因子的观测非常重要。目前，已经研制了海洋和大气间的 CO_2 交换的无人观测技术。此外，利用卫星技术进行海色测量，对研究海洋碳循环也十分重要。

§2.3 陆地观测系统

陆地约占地球表面 30% 的面积，其表面被土壤、森林、草地、耕地、积雪和冰川等覆盖。陆面是大气的下边界，与大气间存在着能量和质量交换。全球气候观测系统特别关心的陆面特性包括生态系统、冰雪圈和水圈的观测，这些陆面的特性受到气候变化的影响，也可成为气候变化的指标，提供有关气候和气候变化影响的信息。陆地观测系统与

大气观测系统和海洋观测系统相比比较薄弱。

2.3.1　水圈

水循环是地球气候系统的核心问题。水分过程通过气态、液态和固态形式在大气、地表及地下流动和储存。水分过程联系着气候系统的能量收支问题，并联系着冰雪圈。水的供应还控制着植被的分布和生物产量。气候变化的一个重要问题就是区域水文体系的迁移和水资源的变化。对全球和区域水循环状况的了解和未来可能变化的预测取决于是否具备可靠质量的、一定时空分辨率的观测资料。

新的观测仪器和技术使得流量、水质量和蒸发资料的获取成为现实，天气雷达观测使我们加深了对区域性降水分布的了解。世界水循环观测系统(WHYCOS)将为全球水文观测起到重要作用。同时，国际社会还建立了全球径流资料中心(GRDC)、全球降水气候中心(GPDC)，全球环境监测系统(GEMS)等收集各种水文资料。

需要指出的是，由于水循环的许多分量观测困难，目前尚存在许多问题。一些关键变量在全球许多地区的观测网络中存在误差和空缺。由于缺乏统一的标准方法，观测资料中存在着不确定性和不一致性。例如，全球使用着 60 多种不同的雨量筒观测降水，如果无法检测其系统误差，在使用中就会带来许多问题[16]。此外，许多地区观测网不全，许多国家的水文观测状况还在进一步下降，不少国家的资料无法参加国际交换。

2.3.2　冰雪圈

冰雪圈主要包括雪盖、海冰、河流和湖泊结冰、冰川、冰帽、冰原和冻土。冰雪圈不仅是极地研究的问题，而且与气候系统其它分量通过降水、河水径流及气候反馈机制相联系。冰雪圈的分量可以成为气候变化的重要指标。因此，采用实地和遥感技术观测冰雪圈变量的特性，对气候观测系统十分重要。

目前雪深观测主要由一级天气观测站测量，但在向自动观测站转变过程中，将放弃一些观测。将来卫星观测可以弥补这一缺陷，但在过渡时期，将失去许多有价值的资料。

雪的等效水测量主要是以水文为目的引入的物理量。等效水量或

雪量是冰雪圈最重要的参数之一，对研究冰雪圈的气候反馈和检测气候变化信号十分重要。遗憾的是，目前观测网络在下降，历史资料没有信息化，不能收集到全球观测资料集中。

冰川的变化，尤其是其范围的变化是气候变化的关键指标。世界冰川报表保存了这些全球冰川的资料集。估计今后在这一领域遥感技术将起到关键作用。

目前的冰盖观测还无法满足研究南极和格陵兰冰盖的质量平衡的需求。

两半球有超过500个测站收集湖泊冻结和融化资料，目前对气候领域来说，测站数量已经足够。微波遥感技术也有助于这一监测。

目前需要拯救和促进冻土资料的使用，这些资料可能为气候变化检测提供有效信息。

2.3.3 生态系统

全球气候观测系统关注陆地生态系统有关的土地利用和植被、陆地初级生产力和火灾等观测。

生态网络研究最早始于1960年代开展的国际生物学计划(IBP)[17]。目前有关土地利用的评估主要依赖、国家(地区)管理的统计资料，这些资料和卫星观测结果很不一致。全球植被观测也需要利用土地资源卫星取得高分辨率资料，并且需要对之进行全球性的综合统计。

气候变化研究需要可靠地估算陆地植被和土壤的碳同化。对光合作用产生的初级生产力进行估算，需要结合地面观测和卫星遥感观测，并结合生态系统和生物圈模式。

从全球来看，火灾是大气气溶胶和温室气体排放的重要来源，也是一种重要的自然灾害，它的发生与气候有着紧密的联系，目前还没有一个结合卫星和地表观测的综合全球火灾观测系统。

全球大约有3000个观测点，可以形成观测网络，但在空间分布上存在严重的空缺，尤其是在南半球。目前这些测站中没有偏差的测站很少，为了检测气候变化，需要保持连续的观测，为了评估系统状况和提供模式参数，需要定时观测。

§2.4　气候异常的监测

全球气候观测系统的重要用途之一是对整个气候系统的状态进行全面的监测，一方面可以及时了解气候系统中发生的各种异常气候事件如 El Nino/La Nina、大范围干旱与洪涝、高温热浪与低温冷害等，还可以从比较全面的监测中通过诊断分析，了解到气候异常的发展过程和可能原因。

2.4.1　气候异常的监测方法

气候异常的监测是气候监测最重要的工作。所谓气候异常，是指气候状态较大地偏离了正常状况。因此，气候异常的监测需要与正常情况比较之后才能确定其是否异常。通常正常值采用 WMO 规定的过去 30 年的平均值，目前基本上是用 1961 ~ 1990 年的平均值。对于不同的气候要素，在气候异常的监测中具有不同的表达方法，但在具体使用中，很少定义。

2.4.1.1　温度异常

月平均气温异常的定义，在我国气候监测中以平均气温距平 $\delta T \geqslant 2\sigma$ 为异常偏高；$\delta T \leqslant -2\sigma$ 为异常偏低[18]。由于月平均气温服从正态分布，根据 t- 检验法，可以得到出现异常高值(低值) 的距平值超过(低于)2 倍的标准差的约为 100 年一次[19]。

采用正态分布对规定的 30 年中计算其温度等级，按温度等级帮助确定其异常程度。当监测到的温度 $T \leqslant$ 正态分布值的 10% 时，气温显著偏低；$10\% \leqslant T < 30\%$ 时，气温偏低；$30\% \leqslant T < 70\%$ 时，气温正常。

2.4.1.2　降水异常的监测

一种方法是采用 WMO 的五分位法将某一 30 年的参考时段中同期降水量从小到大进行排序，定义出不同参考级别的降水量。这样就可以进行判别，当监测到的降水量属于 30 年中未出现过的少降水量时，降水级别定义为 0，认为这属于异常偏少；当降水量属于 30 年中未出现过的大降水量时，降水级别定义为 6，认为这属于异常偏多；依此

类推,1,2,3,4,5 级分别为显著偏少、少雨、正常、多雨和显著多雨。

另外,对月降水量采用 Γ 分布计算不同百分位所对应的降水量,帮助确定其异常程度。若当月降水量小于参考时段中的 10% 的分位数值,认为降水量显著偏少;降水量大于参考时段中的 90% 的分位数值,当月降水量显著偏多;为 30% ~ 70% 时,属于正常;10% ~ 30% 时,属于降水偏少;70% ~ 90% 时,属于降水偏多。

2.4.1.3 干旱与洪涝

我国业务监测中采用 Z 指数方法确定[20]。Z 指数是假设降水量服从 P-Ⅲ 型分布,通过对月降水量标准化处理后,可将其概率密度函数通过转换可以得到下式:

$$Z_i = \frac{6}{C_s}\left(\frac{C_s}{2}\varphi_i + 1\right)^{\frac{1}{3}} - \frac{6}{C_s} + \frac{C_s}{6}$$

式中

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^3}{n\sigma^3} \qquad \varphi_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

其中 C_s 和 φ_i 分别为偏态系数和标准化变量。根据计算得到的 Z 指数进行分级判断,就可以确定干旱和洪涝的等级。

需要指出的是,上述方法仅考虑的降水的因素确定干旱与洪涝等级,干旱的程度还取决于土壤水分的盈亏。美国气候预测中心(CPC)在干旱监测中主要采用了 Palmer 干旱程度指数(PDSI)[21]和作物湿度指数(CMI)进行干旱监测。PDSI 指数可以较好地反映持续的水分亏损和盈余程度,而(CMI)反映短期之内或当时的农业干旱或水分盈亏状况。

2.4.1.4 环流异常

环流异常的监测方法多种多样,取决于所监测的对象和目的。我国特别重视 500hPa 高度场的监测,主要通过高度距平进行判别。同时还研制了欧亚和亚洲地区经向和纬向环流、北半球和西北太平洋副高面积、强度、脊线位置和北界位置等、极涡面积以及印缅槽指数等许多监测指数,在与正常值比较以后确定是否异常。美国还利用 500hPa 高度场出现高度场偏低或偏高的日数来反映月内高度场的持续异常程度,同时还利用了一些遥相关指数帮助判断大气环流异常状况[22]。

对流层高层和低层的风及流函数和势函数等计算的物理量的监测

也常常是季风系统、Walker 环流、对流活动等异常监测的重要手段。

2.4.1.5　El Nino 和 La Nina

TOGA-TAO 观测阵列对 El Nino 和 La Nina 监测起到了十分重要的作用，不少人也把这一观测阵列称之为 ENSO 监测网。通常通过赤道东太平洋的区域平均 SSTA 指数变化来判定 El Nino 和 La Nina 的发生与结束，主要用 NINO 3 区(90 ~ 160°W，5°N ~ 5°S)的海表温度持续异常来确定，最近，也有一些学者用其它海区的海表温度持续异常变化来确定，如 NINO 3.4 区等。通常定义监测区内 SSTA 持续 6 个月偏高(低)0.5℃时，就是一个 El Nino(La Nina)过程。也有一些国内的研究根据 El Nino 和 La Nina 过程中监测区内的 SSTA 的逐月累积距平来定义事件强度。我国目前业务中确定 El Nino 和 La Nina 主要依赖 NINO C 区和赤道东太平洋监测区的 SSTA 指数结合南方涛动来确定[23]，实际工作中还需结合热带对流和海洋次表层温度异常分布等综合判断。

2.4.1.6　积雪和海冰异常

在美国和日本的气候监测业务中，通过卫星监测月内雪盖和海冰日数，在与年平均值比较之后确定其频率是否异常。测站观测资料对不同雪深的积雪日数与年平均值进行比较后监测是否异常。一些研究认为，青藏高原积雪与中国夏季降水有关，但目前对青藏高原的积雪异常的气候监测仍然十分薄弱。卫星的雪盖观测容易受到复杂地形的影响，而常规测站积雪观测范围十分有限，而且主要位于青藏高原东部地区，因此，测站资料的代表性明显不足。

2.4.2　全球气候监测业务概况

随着气候系统观测资料的不断丰富和资料分析技术的发展，许多国家如美国、日本、澳大利亚、英国和中国等国家都已经建立了全球气候监测系统。世界气象组织对其后监测业务的发展也十分重视，在世界气候计划中，就专门设有世界气候资料与监测计划(WCDMP)。

从产品内容上看，目前以美国的“气候诊断公报”最为丰富(见表 2.1)。一个国家的气候监测能力的强弱，很大程度上取决于其资料的接收和处理能力、资料的同化和分析基础。美国、日本等国家都具有自己的海洋资料分析系统，而我国目前只拥有全球大气同化业务系统。

表 2.1 国内外一些定期出版全球气候监测公报的产品情况

出 版 机 构	公 报 名	主 要 内 容
美国国家环境预测中心	气候诊断公报[22]（月刊）	ENSO、全球地面温度和降水、热带外大气环流、遥相关、平流层、雪盖监测等
日本气象厅	气候系统监测报告[24]（月刊）	日本和世界气候、中高纬度大气环流、ENSO、热带环流和对流、雪盖和海冰等
中国国家气候中心	月气候监测公报[18]（月刊）	全球和中国气候、南北半球大气环流、ENSO、不同海域的海面温度指数等
澳大利亚气象局	气候监测公报[25]（月刊）	大气环流、海洋、澳大利亚地区气候、臭氧、一些验潮站海面高度异常和南方涛动监测等
英国	气候监测者[26]	异常气候事件、大气环流、极地温度距平等监测
WMO	全球气候系统回顾[27]（约两年一次）	全球大气和海洋相互作用、地面温度和降水、干旱、洪涝、季风、风暴、冰雪圈、生物圈、海洋、痕量气体
UNEP 和 WMO	月气候系统监测报告[28]	世界温度和降水距平、异常、极端温度和雪盖、重大气候事件、热带海气相互作用

目前，气候异常监测产品还迅速出现在因特网上，美国、日本、澳大利亚、欧洲气象中心等都有气候监测产品在网上交流。受到国家科委九五重中之重攻关项目“我国短期气候预测系统研究”和亚太地区研究网络(APN)支持，我国也建立了基于英特网的“ENSO 监测和预测”业务。

§2.5 全球气候变化的监测

长期、完整的全球气候观测系统资料是年代际和长期气候变化等方面监测的重要保证。最近十多年来，全球气候变暖问题受到国际社会的高度重视，许多重要的国际组织和重大国际项目都围绕与人类活动有关的全球气候变化问题。要确定人类活动对全球气候变化的影响，必须在气候系统本身具备的自然变化的背景基础上监测出这一信号，并对未来气候变化趋势及其可能影响做出评估，这需要拥有全球气候系统长期连续的较高质量的观测资料，并对不同气候变量进行综合监测。

根据 IPCC 关心的问题，目前已经对全球大气温度和降水、冰雪覆盖、海平面、大气化学气体等进行长期的监测和分析，并且开始重视海洋和大气环流型变化以及极端天气和气候事件变化等问题[29]。以下着重总结全球气候变化监测的一些成果。

2.5.1　温度变化

气候变暖是当前国际上十分关注的课题，全球温度变化是重要的监测内容。到目前为止，陆面温度变化的监测在陆地上通过长期的气象观测站监测。

经过多年的努力，全球陆面温度观测资料在原来较少的地区进一步增加，目前全球建立了约 1000 个测站的准实时的监测系统。比较公认的全球陆面温度监测结果由 Jones（1994）[30]、Hansen and Lebdeff（1988）[31]、Vinnikov et al.（1990）[32]建立的三个资料集提供，最近，Peterson et al.（1998）[33]在进一步增加观测资料密度的基础上，研制了新的全球陆面温度变化的监测序列。

由于广阔的海面上长期的观测资料主要依靠商船进行观测，白天，船舶上观测的气温很容易受到甲板上高温的影响产生偏差，虽然有些夜间观测温度可以弥补这种不足，但夜间观测资料明显不足。因此，海面温度的长期气候变化监测主要依赖于 SST 监测。全球长期的海面温度变化的监测结果目前主要由英国气象局提供，这条海温序列没有包括卫星观测的海面温度资料；另一套重要的资料集是 Reynolds（1993）[34]的 SST 资料，具有 1950 年以来逐月资料，1981 年以后，这套资料包含了卫星观测结果，这一套资料在 ENSO 监测和研究方面起着十分重要的作用；为了建立准实时的监测，Quayle 等（1999）在 1981 年以前船舶观测结果为主，但在 1981 年以后在全球地面监测序列中使用 Reynolds 等的最优插值资料[35]，重要的是他们对前后的系统偏差进行了订正。

全球和半球平均温度的监测序列通过合并陆面气温和 SST 建成，合并技术主要采用区域加权平均和最优平均[36]方法取得。

值得指出的是，不同工作得出的过去一个多世纪的全球陆面温度的变化趋势十分一致，全球陆面气温、海面气温以及海洋表面温度的变化趋势也相当吻合，同时，南北半球的地面温度变化趋势也很一致。IPCC（2000）报告指出：19 世纪末以来，全球地面温度增暖了 0.4 ~ 0.8℃，这个结论具有 95% 的信度[37]。最新监测结果表明，90 年代是有观测以来全球最暖的 10 年，1999 年为 1860 ~ 1999 年期间 5 个最暖年份，全球平均温度比正常偏高 0.33℃，1998 年为最暖的年份，平均温度

偏高 0.58℃。1999 年温度低于 1998 年与 La Nina 事件的影响有关。事实上在热带以外地区的温度与 1999 年非常相似。虽然在全球平均温度变化增暖趋势的具体数值上存在一定的不确定性,但 20 世纪气候变暖已经是不可争辩的事实。

对流层与平流层温度变化通过长期的探空观测和卫星观测进行。常规探空观测始于 40 年代,卫星观测则普遍始于 70 年代。Angell(1988)最早对全球的高空温度的气候变化研究,发现在 1958 年以来对流层大气(850 ~ 300hPa)温度呈升高趋势,但在平流层大气(300 ~ 100hPa)却呈下降趋势[38]。按照 IPCC(2000)估计 1958 年以来,对流层中低层温度增暖约为每 10 年 0.1℃,这与地面温度的增暖趋势很一致。1979 年以来,综合卫星和气球观测结果表明,对流层低层增暖趋势为每 10 年 0.05℃,在平流层低层至高层,温度降低了 0.5 ~ 2.5℃不等。

2.5.2 降水变化

全球气候变暖有可能影响大气环流和水循环,气候变暖将可能导致更活跃的水循环并同时增强大气的持水能力,因此,在气候变化监测的同时必须注重全球降水和大气水分的变化监测。

许多学者曾经试图建立全球陆面长期的观测降水序列。20 世纪以来,全球陆面降水增加了大约 1%(Jones and Hulme[39],1996;Hulme et al[40]. ,1998)。从不同纬度带陆地的降水量变化的监测结果来看,在北半球 30 ~ 85°N 年降水量增长了 7 ~ 12%,在南半球 5 ~ 50°S 增长了 2 ~ 3%。北半球中高纬度降水的增长主要发生在秋冬季。相反,在北半球的副热带地区在 80 年代中期到 90 年代中期降水明显偏少,使得该地区降水呈现减少趋势。

近年来,利用卫星观测手段监测海洋降水变化进展很快,但由于在 70 年代以前没有卫星观测资料,因此,目前对海洋降水的监测主要限于年际变化监测。

2.5.3 冰雪覆盖变化

冰雪圈的变化直接与温度变化关联,如冰川的进退、湖泊与河流结冰,雪盖面积变化等都是气候变暖的重要指标。

对全球陆面冰雪状况缺乏长期均一的观测资料。美国国家海洋大气局(NOAA)根据卫星观测的图像资料整理了北半球 1966 年以来的逐周雪盖资料,为研究大尺度雪盖气候变化,并反映出了在 1966 年以来北半球雪盖面积减少了 10%,雪盖减少主要发生在 80 年代以来的春季和夏季[41]。

冰雪圈的其它监测变量也反映出支持全球气候变暖的证据。

2.5.4　海平面高度变化

海洋变暖将导致海水密度变小,即使海水质量不变,海洋体积也将增加。这种热膨胀引起的海平面上升也叫静态上升;另一方面,全球气候变暖将导致冰雪融化。海平面高度的变化是全球气候变化的结果,并对人类的居住环境影响十分直接,因此,海平面变化的监测在全球气候变化监测中具有十分重要的意义。根据过去 100 ~ 150 年的海平面高度监测,全球海平面平均升高数值约为 2.1mm[42]。

2.5.5　大气化学气体变化

CO_2 是大气中最重要的温室气体,它对辐射强迫的影响占到所有温室气体的 60%。位于美国夏威夷的冒纳罗亚(Mauna Loa)观象台位于海拔 3400m 的高度,从 50 年代以来长期监测大气 CO_2 浓度的监测,当时观测到的浓度为 315ppm①。40 多年的监测结果表明,大气中 CO_2 浓度以大约 1.5ppm/年的速度迅速上升。甲烷是仅次于 CO_2 的重要的温室气体,80 年代以来的甲烷浓度的监测结果表明,甲烷浓度也在持续增长。

2.5.6　海洋和大气环流型的变化

在全球平均温度距平图和经过滤波后的距平变化图上反映出气候变化还存在着十分明显的年际和年代际变化特点。大气和海洋环流型的变化虽然可能是区域尺度的变化,但对全球气候系统影响巨大。ENSO 信号是年际气候变化的最强信号,其强度的频率存在十分显著

① ppm = 10^{-6},下同。

的变化特征。最近,具有类似于 ENSO 的太平洋年代际振荡(PDO)引起的重视。

2.5.7 极端天气和气候事件的变化

极端天气和气候事件是小概率事件,但对人类环境和经济社会影响很大。近几年来,越来越丰富的气候资料使我们有可能监测有关极端天气和气候事件的变化特点。研究指出,全球在气候变暖的背景下,极端寒冷的日数趋于减少,但强降水事件可能增多。极端天气和气候事件的变化监测对资料的要求更高,目前其监测工作还主要集中在区域尺度上[43]。

全球气候变化的监测需要具备完整的、准确的和均一的观测资料。在区分自然变率的基础上监测人为原因的气候变化的信号,需要长期系统性的资料积累。在现有条件下,通过全球气候观测系统收集观测资料的历史记录,形成比较完整的资料集,克服资料观测误差,研究和订正序列的不均一性,对气候变化研究具有十分重要的现实意义。全球历史气候网资料集(GHCN)[44]、全球综合海洋 - 大气资料集(COADS)[45]、全球综合大气参照资料集(CARDS)[43]等长期的全球性资料集的形成为近代气候变化观测研究作出了重要贡献。一些再分析资料产品[46],虽然在长期气候变化中应用还存在一些问题,但已经为年际气候变化研究起到了十分重要的作用。

参 考 文 献

[1] Karl, T.R. and C.N. Williams, An Approach to adjusting climatological time series for discontinuous inhomogeneities, *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**: 1744 - 1763, 1987.

[2] Report on the Adequacy of the Global Climate Observing Systems, United Nations Framework Convention on Climate Change, November 2 - 13 1998, Buenos Aires, Argentina, GCOS-48.

[3] In Situ Observation for the Global Observation System, WMO/TD-No. 793, Geneva, Switzerland, September, 10 - 13, 1996.

[4] GCOS Plan for Space - based Observations, Version 1.0, GCOS-15, June, 1995.

[5] Karl, T., Long-term Climate Monitoring of the Global Climate Observing System, *Climatic Change*, **31**(2), 1996.

[6] Plan for the Global Climate Observing System (GCOS), Version 1.0, GCOS-14, May, 1995.

[7] Relation among Observation Programmes, GCOS Newsletter, No. 2, November, 1994.

[8] Report of the second Joint CCl/CBS Meeting on the GCOS Surface Network, De Bilt, The Netherlands, June 25 - 27, 1997, GCOS-35.

[9] Peterson, T. C. H. Dahh, et al, Initial selection of a GOCS surface network, *Bull. Amer. Met. Soc .*, **68**:2145 - 2152, 1997.

[10] Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation Signature in Wintertime Geopotential Height and Temperature Fields, *Geophys. Res. Lett .*, **25**: 1297 - 1300, 1998.

[11] Mantua, N. J., S. R. Hare, et al, A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts o Slamon Production, *Bull. Amer. Metor. Soc .*, **78**: 1069 - 1079, 1997.

[12] McPhaden, M. J., TOGA - TAO and 1991 - 1993 El Nino/Southern Oscillation, Oceanography, **6**(2): 36 - 44, 1993.

[13] CLIVAR, Scientific Steering Group, A Study of Climate Variability and Predictability, WMO TD No. 690, August, 157pp, 1975.

[14] Argo Science Team, On the design and implementation of Argo: An initial plan for a global array of profiling floats, International CLIVAR Project Office Report No. 21, GODAE Report No. 5, 32 pp., 1999.

[15] WMO and UNEP, The Global Climate System Review - Climate System Monitoring: June 1991 to Nov., 1995, World Climate Monitoring Programme, p100, 1993.

[16] Groisman P. Ya and Legates, D. R., Documenting and detecting long-term precipitation trends: where we are and what should be done, Climate Change, **31**: 601 - 622. 1995.

[17] 全球气候观测系统中国委员会办公室,全球气候观测系统中国委员会成立大会暨委员会专家组第一次会议文集,气象出版社,86,1997。

[18] 国家气候中心,月气候监测公报,(1),2000。

[19] 马开玉等,气候诊断,气象出版社,260,1996。

[20] 国家气候中心,干旱监测公报,(1),1998。

[21] Karl, T.R., The Sensitivity of the Palmer Drought Index and Palmer's Z-index to their calibration coefficients including Potential Evapotranspriation, *J. Climate Appl. Meteor .*, **25**: 77 - 86, 1986.

[22] NOAA/NCEP, Climate Diagnostics Bulletin, (1), 2000.

[23] 李晓燕、翟盘茂,ENSO 事件指数和指标研究,气象学报,**58**(1), 102 - 109, 2000。

[24] Japan Meteorological Agency, Monthly Report on Climate System, January, 2000.

[25] Australia Weather Bureau, Climate Monitoring Bulletin Australia,(1),2000.
[26] University of East Anglia,Climate Monitor, **23**:77 - 158,1996.
[27] WMO and UNEP, The Global Climate System - Climate System Monitoring, World Climate Data and Monitoring Programme, 168pp,1998.
[28] UNEP and WMO, Climate System Monitoring Monthly Bulletin, World Climate Programme, Issue No. 9 - 94, September, 1994.
[29] J. T. Houghton, et al, IPCC, Climate Change 1995, The IPCC Scitific Assessement, dge Univ. Press, Cambridge, U.K., 570pp,1996.
[30] Jones, P. D., Recent warming in global temperature time series, Geophys. Res. Let., **21**: 1149 - 1152,1994.
[31] Hansen and Ledbeff, Global surface air temperature through 1987, *Geophs. Lett* ., **15**: 323 - 326,1988.
[32] Vinnikov, K. Y., P. Ya. Griosman, and et al, Empirical Data on Contemporary Global Climate Changes (Temperature and Precipitation), *J. Climate* , **3**: 662 - 677,1990.
[33] Peterson T. C. and D. R. Easterling, et. al, The first difference method; Maximizing station density for the calculation of long-term temperature change, *J. Geophs. Res - Atmos* ., **103**: 25967 - 25974,1998.
[34] Reynolds, R.W. and D. C. Marsico, An Improved Real - time Global Sea - surface Temperatures, *J. Climat* ., **6**(1): 114 - 119,1993.
[35] Quayle, R. G. and T. C. Peterson, et al, An Operational Near-real-time Global Temperature Index, *Geophs. Res. Lett* ., **26**(3): 333 - 335,1999.
[36] Shen S. S., T.M. Smith, and et al, Spectral approach to optimal estimation of the global averaging temperature, *J. Climate* , **7**: 1999 - 2007,1994.
[37] IPCC, Climate Change 2000, The IPCC Scientific Assessment - Chapter 2, Observed Climate Varibility and Change, C. K. Folland and T. R. Karl, 2001, (to be published).
[38] Angell, J. K, Variations and Trends in Tropospheric and Stratospheric Global Temperatures, 1968 - 1987, J. Climat., **1**(12): 1296 - 1313,1988.
[39] Jones P. D. and M. Hulme, Calculatig regional climatic time series for temperature and precipitation: Method and Illustration, Int. J. Climate, **16**: 361 - 377,1996.
[40] Hulme M. T. J. Osbon, and et al, Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations, *Geophs. Res. Leets* ., **25**: 3379 - 3382,1998.
[41] 翟盘茂、周琴芳,北半球雪盖变化与我国夏季降水,应用气象学报,**8**(2),230 - 235,1997。
[42] Karl, T. R., N. Nicholls and et al, Weather and Climate Extremes, Kluwer Academic Publishers, 349pp,1999.
[43] Peterson, T. C. and R. S. Vose, An Overview of the Global Historical Climatolo-

gy Network temperature data base, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**(12): 2837 – 2849, 1997.

[44] 翟盘茂,全球历史海洋气象状况,气象科技,(6),1987。

[45] Eskridge, R. E., et al, A comprehensive Areological reference data set (CARDS), *Bull. Meteorol. Soc.*, 1994.

[46] Kalnay, E., M., Kanamitsu, and et al, The NCEP/NCAR 40 – year Reanalysis project, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **77:437 – 471, 1996**.

第三章 国内外气候研究计划

§3.1 世界气候研究计划

世界气候研究计划(WCRP)是世界气候计划(WCP)的研究计划部分。该计划旨在协调和寻求对整个气候系统的科学了解,特别是研究在什么程度上可以预测气候和人类在多大程度上能够影响气候。该计划设立于1980年,由世界气象组织(WMO)、国际科学联盟(ICSU)和联合国教科文组织(UNESCO)下属的政府间海洋委员会(IOC)共同组建。WCRP是建立在它的前身全球大气研究计划(GARP)的科学基础上。GARP计划是在70年代进行并取得了极大的成功。它是通过1979年进行的第一次全球大气观测试验(FGGE)第一次对一年时期内的整个全球大气进行了详细观测和研究,为改进短期数值气候预报和建立中期天气数值预报提供了科学基础。WCRP计划是GARP计划的自然延伸和向前的发展,它涉及的是整个气候系统,即大气、海洋、陆面和冰雪、生态及人类活动等。它的最终目标是为建立月、季、年际以及年代际等气候预测提供科学认识和基础。WCRP是一个庞大而复杂的计划,通过近廿年的努力,已证明它是一个非常成功的科学计划,也是国际科学合作活动的一个成功范例,它已在许多领域中产生重大影响。

WCRP计划是一项跨学科的气候研究计划[1],如前所述,它的重点在改进对全球气候的了解及其可预报性。这是通过设计和实施一些重大的观测试验和理论研究活动来实现的,特别是发展多种能够模拟气候系统的数值模式,协调和实施外场观测试验,对全球气候观测系统(GCOS)的建立进行科学指导以及评估气候对自然和人为影响的敏感性等。它由6个分计划组成:

①气候变率和可预报性研究计划(CLIVAR)。它建立在热带海洋和全球大气计划(TOGA)的基础上。该计划重点研究变化的大气和缓慢变化的陆面、海洋和冰雪过程,人类的影响以及地球化学和生物物质

的变化。也特别研究世界季风环流年循环强度的预报及海洋与其变率。CLIVAR 计划的最后完成将使我们对耦合的大气和海洋状况及其变化有新的、更深入的了解，从而使我们对气候系统作出一年或多年的更准确的预测(详细的研究进展请参看 §3.3)。

②平流层过程及其在气候中作用的研究计划(SPARC)。这个计划研究平流层过程在气候中的重要作用，包括平流层温度的变化趋势，大气成分的变化趋势(如水汽)以及臭氧的垂直分布与变化等。具体的内容包括：重力波过程及中小尺度重力波在全球大气数值模式中作用的参数化，平流层－对流层交换，对流层上部/平流层下部的化学－气候问题，O_3 的变化及其对气候的影响，准两年振荡及其在对流层和平流层耦合中的可能作用，气候变化的平流层指标，包括温度趋势(已确定平流层正在冷却)，痕量气体(水汽与臭氧等)的变化等，平流层对气候影响的模式研究，平流层基本气候参数的平均值和变率(平流层参考气候学)，UV 辐射活动的监测等。

③全球能量和水份循环计划(GEWEX)。它研究气候系统中的水文循环及其对全球变化的反应，特别是对温室气体增加的反应。在这一计划下进行了大气/水文区域过程研究和试验，并收集了大量气候参数，如云量、水汽、降水和气溶胶等。目前 GEWEX 计划正准备实施一个重大的联合观测计划(CEOP)。通过这个计划，所有区域性的(波罗的海、亚洲、美国大陆、加拿大麦克肯斯河和亚马逊河流域)大气和水文研究试验计划将联合于 2002～2003 年共同进行观测试验和收集共同的资料集。这将对大陆尺度的热量和水汽源汇对全球气候系统的影响作出独特的评估。与 GEWEX 计划密切相关的有四个问题，即精确大气辐射传输方案的各通量分量；云微物理特性和动力学的定量知识；非地转大气环流的组成部分和土壤湿度与其它陆面参数问题。为了专门研究这些问题，GEWEX 计划从组织结构上分三个部分，即水文气象，大气辐射过程和模式与预报。对于水文气象，重点是进行了 5 个大陆尺度的能量和水循环试验，并使这 5 个试验参加协同加强观测期(CEOP)。辐射部分重点是研究气候强迫和气候反馈，其中包括减少不确定性以改进气候预测。模式与预报部分重点是改进大气环流模式中的云与陆面参数化方案。GEWEX 最近提出的 GEOP 观测计划旨在更

好地了解大陆水文气候过程对全球大气环流可预报性与水资源变化的影响，并且发展相关的模式和进行数值模拟，特别是重点研究推动和影响气候系统及其异常的热源和热汇区。

④世界大洋环流计划(WOCE)。该计划重点研究深海结构的作用以及大尺度海洋环流及其在气候系统中的作用。它是通过各种海洋测量、卫星观测和全球海洋模式的研究来实现的。WOCE 计划促进了用于各种精确测量海洋水位的卫星传感器等重要技术的发展，此外还改进了潮汐预报。这一计划目前正在对所有收集到的资料进行最后的综合。这将使我们对全球海洋有更完整的和动力学上相一致的了解。WOCE 最后要达到两个主要的目的，一是发展用于预报气候变化的海洋模式并收集用于检验海洋模式所需要的资料，这包括要了解海洋输送和与大气及冰雪间交换多少热量和淡水；海流怎样被大气强迫驱动，温度和盐度怎么由大气强迫决定；二是海洋是怎样变化的，这包括充满海洋的许多小涡旋在其中起什么作用，由海气相互作用决定的属性怎样围绕海洋运动等。WOCE 在 1990 ~ 1997 年间进行了长期的外场观测试验，目前进行的分析、解释、模式模拟和综合研究将持续 4 ~ 5 年，直到 2002 年。

⑤北极气候系统研究(ACSYS)和极地气候计划。该计划是一个多学科的专门研究北冰洋水文和大陆架调查的研究计划。它揭示了北冰洋欧亚部分的上层海洋有明显增暖这一事实，并可能对该地区永久性冰层的形成有重要影响。目前这个计划已被扩大为研究气候和冰雪圈相互作用的新计划(CLIC)。ACSYS 研究的方面包括南极海冰厚度测量和研究(用 8 个锚定浮标和声纳(ULS))，南极浮标计划，海冰与海洋模式模拟研究以及冰雪圈与气候研究等。对于 CLIC 计划主要研究四个方面的科学问题，即：改进气候系统内部冰雪圈相互作用的物理过程与反馈机制；改进模式中冰雪过程的表征以减少气候模拟和气候变化预测中的不确定性；评估和定量分析过去和将来气候变化与变率对冰雪圈各分量的影响及其后果，尤其是对能量和水份收支，冻土条件，海平面变化和北极冰盖的维持；加强冰雪圈的观测与监测。

⑥热带海洋和全球大气计划(TOGA)。这一计划历时 10 年(1985 ~ 1994)，已经成功地完成。它把大气的相互作用与热带海洋环流紧密

联系起来。这个计划最突出的成果之一是使我们能够提前一年或更长的时间来预测 El Nino 现象。许多国家的政府和企业界利用这种预报获得了巨大的经济效益。这个问题将在 § 3.2 中详细讨论。

WCRP 计划在另一方面的关键活动是发展和改进气候模式。特别有意义的是它组织了国际间的气候模式比较计划和标准化试验，作为识别模式误差的一种手段。并通过改进气候模式来更好地定量计算气候变化和气候变率。其中许多重要的科学成果已被用在将于 2001 年出版的 IPCC 第三次气候变化评估报告中。

WCRP 计划在 1997 年召开了专门会议评估这个计划的重要作用及它的效益，并总结了从 1980 年以来所取得的主要成果[1]。这主要有两个方面：

一是深入了解了气候变化与变率，这通过以下工作和活动来实现：

①改进气候模拟，如对模式进行了系统的诊断和相互比较；

②对大气和海洋过程进行了专门的过程研究，从而对气候系统中的重要过程有更好的了解、描述和参数化；

③大大促进了海洋三维结构的卫星观测和海洋观测，以验证海洋模式和进行耦合海气模拟，大大改进了对水与能量输送和表面流的认识，确定了海平面变化的空间分布；

④对辐射，云，海洋，水汽和水圈循环的全球资料进行了集成和再分析。

二是改进了气候服务，这是通过以下几方面的工作实现的：

①协同发展海洋上层和大气下层的观测及以此为基础的研究，从而开创了 ENSO 与耦合海洋大气气候事件季节预测的前景，在业务上，这对干旱防御、农业和水资源管理等提供了明显的效益；

②支持气候研究方面有关资料，模式和分析的基础性建设，以此可以更好地评估自然变率和检测人类活动造成的气候变化；

③促进了各国对关键气候问题研究的支持；

④提高了科学、政府和公众对气候问题重要性的认识水平；

⑤促进了发展中国家气候研究的能力建设。

另外，WCRP 也开展了全球资料的再分析计划。目前所得到的多种再分析资料集已在科研与业务中得到了广泛的应用，如 NCEP/

NCAR 与欧洲中期天气预报中心的再分析资料,海洋同化资料集目前也在进行中。

WCRP 今后研究的主要优先目标是为季节到多年的气候系统变化预测及人类引起的气候变化与区域变异的量值与速率的预测提供科学依据。它目前已成为许多国际气候活动与组织的中心,图 3.1 说明了它与其它有关国际计划和组织的相互关系[2]。

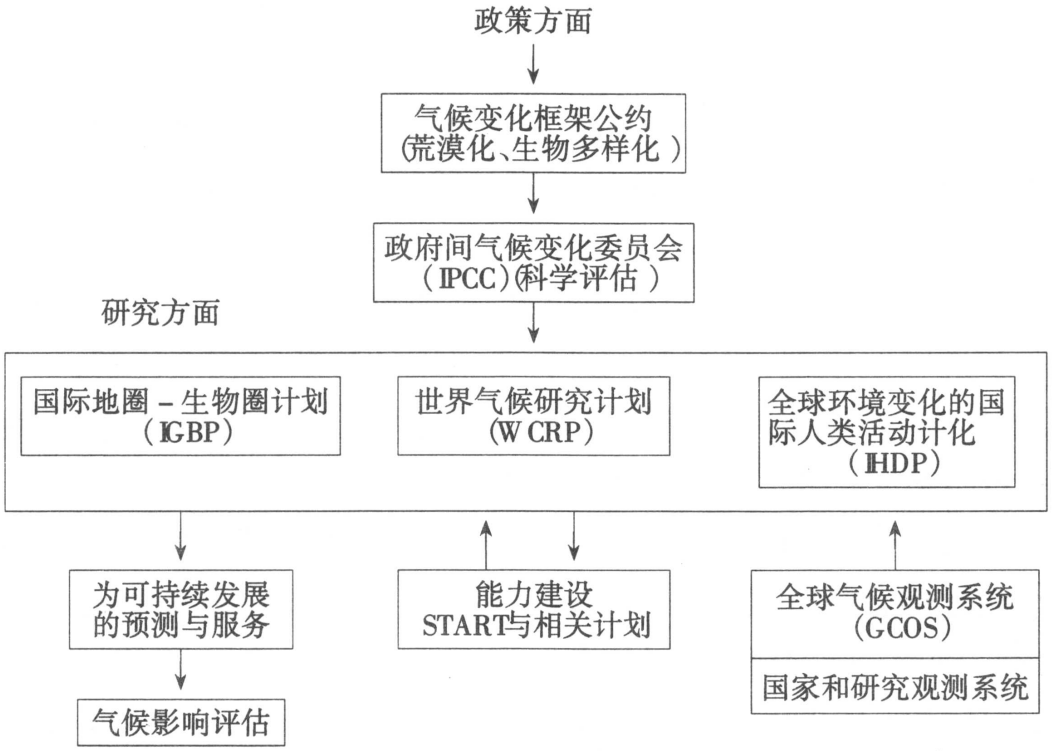


图 3.1 WCRP 在国际气候活动中的作用(取自文献[1])

§3.2 热带海洋—全球大气观测系统

热带海洋—全球大气观测系统(TOGA)计划是由世界气候研究计划(WCRP)起动和实施的十年计划(1985 ~ 1994),它已经获得了极大的成功[3]。这个计划重点是研究季到年际(即短期气候)的气候变率,主要有三个目的:

①能够更好地把热带海洋和全球大气作为一种时变系统加以描述,以确定这个系统在月至年时间尺度上可预报的程度,并了解决定这种可预报性的机制与过程;

②研究对耦合海气系统进行数值模式研究的可行性，旨在预报它的月到年时间尺度的变率；

③如果耦合海气系统显示有预报能力，则可为业务预报的观测与资料传输系统之设计提供科学背景[1]。

上述三个方面是密切相关和相互支持的。模式和过程的研究结果将用于指导长期观测系统的发展，而后者又为解释由过程研究得到的结果提供大尺度的、长期的观测证据。此外，由长期观测得到的连续资料可用于验证模式，发展次网络模式物理过程参数化方案，以及动力模式气候预报方案的初值化。TOGA 计划的实施当时在模式，外场试验与研究和长期海洋与大气观测方面是一个重大的新项目。

TOGA 计划的提出和实施从大气和海洋学两方面都有深刻的科学背景、原因和理论上的需求。在 TOGA 计划之前，已经存在与 El Nino 事件有关的海洋与大气变率以及北半球中低纬大气遥相关的基本认识[4]。大气环流模式研究也显示出在热带和中高纬度对赤道太平洋 SST 距平的敏感性，并从观测上提出了热带强迫引起的大气遥相关型。在 TOGA 之前，也存在一些比较简单的风强迫的海洋模式，它们能够模拟与太平洋海平面变化有关的某些季-年际变率。定量估计海洋动力学在控制 SST 年际变率中作用的工作初步在进行，考虑显式海洋混合层热力学的海洋环流模式也正在研制，以求改进对 SST 变率的模拟。在 TOGA 之前，耦合的热带海气模式研究正处于初期阶段，但它们已经显示出能够阐明造成海-气反馈的可能机制与粗略地模拟 ENSO 循环的某些方面。

造成海洋中 El Nino 变化的机制的有关理论研究当时也受到了关注。海洋动力学，尤其是风强迫的 Kelvin 与 Rossby 波在影响赤道区质量与热量大尺度再分布中的作用被广泛地看作是海洋在 ENSO 循环中的关键问题。在 TOGA 开始之前，从观测上已经比较清楚，赤道流和海面高度对较短时期的风场变化有显著的响应。这说明，波动引起的水平与垂直平流及上层海洋混合的变化可能造成遥远地区 SST 的变化，因而了解引起 SST 变率的热带西太平洋海洋过程比中纬度更为重要。在 70 年代和 80 年代初期所进行的外场工作和模拟研究（EPOCS：赤道太平洋气候研究计划；PEQUOD：赤道太平洋海洋动力学研究计划；NORPAX：北太平洋试验计划）大大促进了与 El Nino 有关的海洋研究

的进展。但是在 TOGA 之前所取得的科学进展在许多方面仍然是不够的,至少反映在下列四个方面[4,5]:

①虽然对 El Nino 事件的次表层信号和海气界面动量与能量通量已有定性的了解,但现有的观测不完善,满足不了模式初始化和检验所必需的准确性要求;

②关于热带与南半球大气环流及其年际变率仍存在明显的不确定性;

③决定海面温度分布与热带表面风场的过程还不了解;

④耦合气候系统的基本状况与可预报性还刚刚开始了解,因而,迫切需要一个改进的长期观测系统和加强的研究活动来解决上述重要问题。

TOGA 计划就是在这种科学背景和 ENSO 预报的需求下诞生的。

建立一个长期的海洋与大气观测系统是 TOGA 计划的核心任务之一。观测系统的设计是针对 ENSO 及其有关现象的,因而选取的优先观测与测量关键要素是为了更好地确证、了解和预报与 ENSO 有关的短期气候变率的。其中最优先考虑的是地面风应力场和海表温度。其次是海洋上部热力场,海平面高度,海流等。表 3.1 是 TOGA 海洋观测系统一览表[4]。

表 3.2 是 TOGA 大气观测系统一览表[6]。图 3.2 是 TOGA 在太平洋海区的海洋观测系统。可以看到在 TOGA 实施的十年中海洋观测系统的发展情况。上图是 TOGA 中期的情况,下图是 TOGA 结束时的情况。在这十年间海洋观测的各主要部分都有明显的发展。

特别值得指出的是 TOGA-TAO 浮标阵。在 8°N ~ 8°S,95°W ~ 137°E 海区共布放了 70 个锚定浮标,阵列的主要浮标是 ATLAS 锚定浮标。沿赤道另有 5 个长期的海流计锚定浮标观测点。TOGA – TAO 浮标阵的主要优点是可以获得时间分辨率比较高的关键变量的时间序列资料,尤其是风,资料通过 Argos 卫星实时发送到海岸地区,以后再通过 GTS 线路转发到各国。这个系统现在已进入业务化的观测,在监测赤道太平洋的海洋与大气参数,尤其是 El Nino 与暖池变化方面起着很重要的作用,这是 TOGA 计划最主要的成果之一。此外卫星观测在 TOGA 观测系统中也起着重要作用。它可以测量 SST、海平面高度、风等。这是由 NOAA5 ~ NOAA12, Geosat, ERS-1/2, TOPEX/POSEIDON, DMSP-F8-DMSP-F11 卫星进行观测的。

表 3.1　TOGA 海洋观测系统一览表(取自文献[5])

观测系统部分	测量的主要变量与要求	优　　点	缺　　点
TOGA-TOA(热带海洋大气锚定浮标阵)	变量: 风速,海表温度,次表层温度(500m 以上 10 层厚度)。 赤道海流(250m 以上的剖面)。 要求: 风速:20°(纬度)×10°(长度)水平分辨率 0.5m/s 精度。 海表温度:2°(纬度)×2°(长度)或 1°(纬度)×1°(长度);30 天或 15 天;0.50K。 次表层温度:2°(纬度)×10°(长度);30 天;0.5K。 赤道海流:30(长度)(5 层);按记录确定时间分辨率;0.01m/s	提供实时资料: 每小时/每天分辨率的欧拉时间序列,中等水平/垂直分辨率的季节与更长时间尺度的变化,根据科学设计判据,锚定位置可以最佳选取和固定。 允许计算动力高度(海平面的斜压部分),地转流和输送。 可直接测量或计算所有关键的 TOGA 变量。 可成为附加的海洋与气象仪器平台(即盐度、太阳辐射,降雨率等)	必须由研究船布放,受到渔民的破坏,每个平台的成本较高
海面漂流浮标	变量: 海表温度,混合层速度。 要求: 海表温度:2°(纬度)×2°(长度);30 天;0.5K。 混合层速度:2°(纬度)×10°(长度);30 天;0.01m/s	提供实时资料: 三天分辨率的拉格朗日时间序列。 测量的时空尺度谱很宽,能从自愿观测船(VOS)和飞机上布放.每个平台价格较低,可成为附加的海洋与气象仪器平台(如气压、盐度)	运动是不可预报的,取样可能偏向于辐合区,赤道冷舌区(经向辐散区)取样很少
自愿观测船(VOS)/XBT	变量: 直到 450 ~ 700m 深度的海温。 要求: 不定	提供实时资料: 由 VOS 布放。高垂直分辨率(3m),沿航线分辨率高(1 ~ 2°),XBT 仪器便宜和设计简单,可计算动力高度(海面高度的斜压分量),地转流和输送。 VOS 也测量海面气象要素,由 XCTD 可测量盐度,由 VOS 可得到海表热盐图	时间分辨率较粗水平分辨率较粗船舶航线是由商业运输的目的决定的
岛屿/沿岸海平面高度站	变量: 海平面高度。 要求: 视仪器而定;1 天;2cm	提供实时资料: 台站的设置与维持花费不大,可得高时间分辨率的时间序列,备份的支持系统可保证可靠性较高。 某些台站有很长的记录(可到 50 年代)	岛屿不一定是最佳期的测量位置(如有些岛屿在东太平洋),岛屿的局地和沿岸作用可影响资料代表性,只是台站间的相对海平面差才可得到

在 TOGA 观测期间,还在 1992 年 11 月至 1993 年 2 月进行了专门的耦合海洋大气响应试验(TOGA-COARE)。这个试验的目的有四个[7]:

①描述和了解造成西太平洋暖池系统海气耦合的主要过程;

②造成暖池区对流活动组织化的主要大气过程;

③海洋对西太平洋暖池区浮力与风应力强迫的响应;

④使西太平洋暖池系统对其它地区产生大气和海洋影响的多尺度相互作用,反之也然。

观测系统设计的主要目的是旨在对热带西太平洋地区的降水、对流、海洋状态与海气通量等进行为期 4 个月的大气与海洋联合观测。

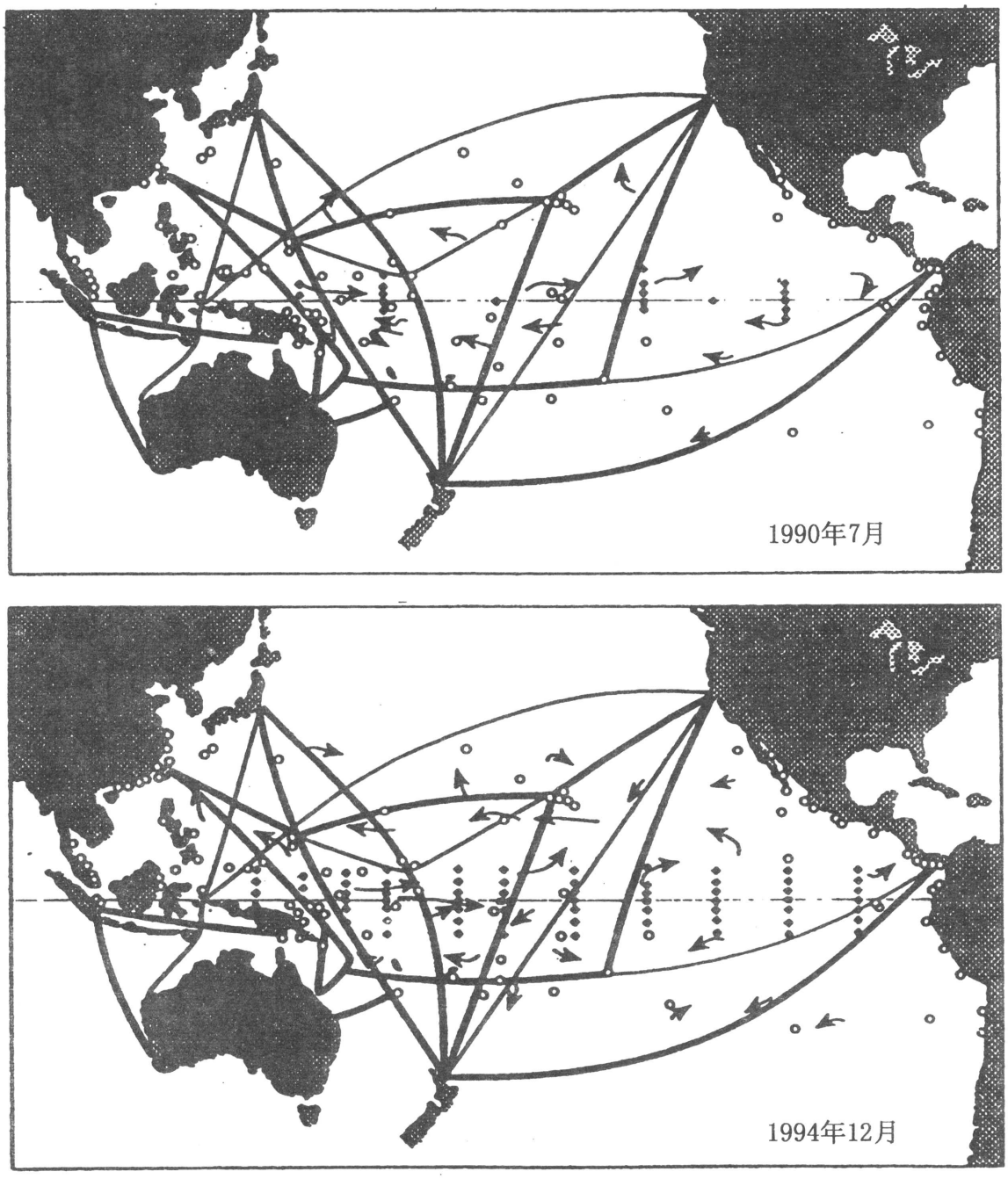


图 3.2 TOGA 太平洋海区的海洋观测系统

上图:TOGA 中期 1990 年 7 月的观测系统;下图:TOGA 结束时 1994 年 12 月的观测系统图中给出 VOS 概略航线、岛屿与沿岸潮汐站(白圈),漂流浮标(弯曲箭头),锚定浮标(菱形)和海流锚定浮标(正方形)(取自文献[3])

众所周知，暖池是地球上最强的降水和最大的潜热释放区，Walker环流和西太平洋信风都在这里辐合，这个地区经常出现明显的对流。这些对流的变化能够影响全球遥远地区的大气环流。但还不清楚，暖池区的对流活动从观测上是怎样与SST变化相关的？又是什么原因引起暖池区内SST的变化？主要是通过海气热交换过程吗？尤其是经常发生在暖池区的超级云团和超级对流系统，它们是怎样把海表通量与大尺度大气环流联系起来的？因而TOGA-COARE观测系统是一个以观测海气相互作用或耦合过程为主要目的的特别观测系统。图3.3是TOGA-COARE IOP整个地区的观测网。观测网共分三种尺度：大尺度观测阵(LSA)，外围探空阵(OSA)和加强通量阵(IFA)。在OSA中，有5个无线电测风探空系统和一个在Nauru的ISS集成探空系统。在OSA内还有6个ISS观测点，3个是船载的(其中2个是中国的科学1号与实验3号海洋船)，3个在海岛上。在IFA区，有船载雷达观测(其中1个在中国的向阳红5号船上)，锚定浮标、海洋研究船调查巡航等。此外TOGA-COARE观测还使用了7架研究飞机。它们主要是测量和观测深对流、云微物理参数、辐射、热力学参数、降水、边界层参数等。这个试验得到了成功。其成果主要被总结在[7]中。有些研究还在继续中。

表3.2　TOGA大气观测系统一览表

观测参数	观测系统	观测的观象	观测要求
高空风和热带风剖面	无线电探空，DOPPLER风廓线仪，飞机，静止卫星	旋转风场，热带的辐散运动，季风变率，El Nino，风距平(用于诊断SO和30～60天振荡)	500km水平分辨率，2层：900hPa与200hPa，廓线仪水平分辨率：2500 km(到100hPa)，1天时间分辨率，3m/s精确度
湿度(可降水总量)	无线电探空，无线电测风探空，卫星遥感	对流加热	500km水平分辨率；1天；0.5g/cm^2
地面气压	WWW地面站，自愿观测船(VOS)，漂流和锚定浮标	SO和30～60天振荡，El Nino	1200km水平分辨率；1天；1hPa
地面风/风应力	WWW岛屿和沿岸站，VOS，锚定浮标，卫星遥感	地表动量通量，季风变率，El Nino，风距平(用于诊断SO和30～60天振荡)	2°(纬度)×10°(长度)；30天；0.01Pa
降水	CLIMAT雨量计网，卫星遥感	降水分布	2°(纬度)×10°(长度)；5天；1cm
全球海表温度	VOS，漂流与锚定浮标，卫星遥感	海表温度分布	2°(纬度)×10°(长度)；30天；0.5K

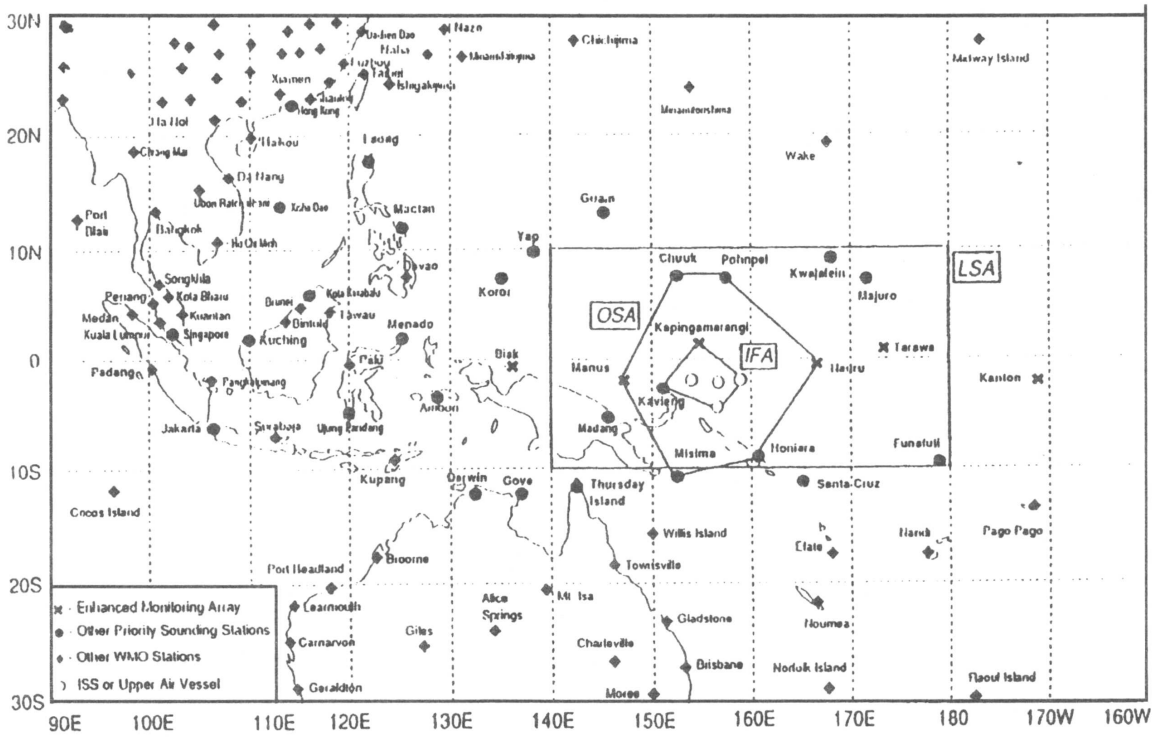


图 3.3 TOGA-COARI IOP 观测网(取自文献[7])

LSA,OSA 和 IFA 分别代表大尺度观测阵,外围探空阵和加强通量阵

通过 10 年的努力,TOGA 计划在研究方面的成果可以概括为六个方面[4,7~8]:

①以从未有过的分辨率和准确性确证了 ENSO 循环及相关现象,如平均季节循环和季节内变率。阐明了 SO 指数(SOI)与地面纬向风的关系(尤其与信风的关系),地面风和 SST 的关系,暖表层水团纬向再分布的特征,上层海洋热含量的纬向分布与海平面高度变化,海气热交换的作用等,在此基础上,提出了信风驱动的 ENSO 循环的概念模型。长期变化和平均季节循环的研究大大有助于对海气耦合系统年际变化的了解。例如背景层结影响了对 ENSO 循环十分重要的行星赤道波的长度尺度,时间尺度和相速度。El Nino 的 SST 异常也趋于与季节循环销相。由于季节变化(如东太平洋 SST)大于或至少相近于与 ENSO 有关的年际异常,因而从气候上清楚的了解平均季节变化对验证模式和准确确定年际气候异常是非常重要的。这种气候学知识在 TOGA 以前是有的,但由于缺乏资料,其质量太差。

②验证了 ENSO 理论,如时滞振子。TOGA 的 10 年中,对这个问题进行了不少理论和观测分析,但几乎没有一个 El Nino 事件是根据时

滞振子物理学来触发的。因而不管如①中所述，在 ENSO 循环的了解上有明显的进展，但有关耦合海气相互作用的许多理论，甚至观测问题还没有完全解决，如太平洋海盆东西边界对行星波的反射问题，必须发展新的理论。

③提出了有关季节——季节内时间尺度的海气相互作用的新理论概念。在这方面研究最多的是季节内(40～120 天周期)Kelvin 波，包括它的传播、产生、反射等，季节内 Kelvin 波可以通过在赤道冷舌区的纬向平流增暖 SST，下涌的 Kelvin 波也可通过减少海洋上部的乱流混合使海表增暖。无论在海洋与大气中，加强的季节内变率与 El Nino 之间都存在明显的关系。其中两者之间的非线性相互作用是必需的条件。另外，研究还表明，海洋对西风爆发强迫有明显的局地海洋响应，而后者是季节内变化的一部分，西风爆发强迫可激发下涌赤道 Kelvin 波，以此影响 ENSO 暖事件的演变。向西传播的热带不稳波(20～30 天周期)也受到了重视，他们可以通过大的顺梯度热输送加热冷舌区。

④发展海洋、大气及耦合的海洋大气模式是 TOGA 计划的重点。改进了模式研究中风的分析，这包括评估各种风应力产品的质量和发展使用浮标资料(TAO 浮标阵)，船舶资料，卫星测风和模式产品的混合产品，其中 TAO 浮标资料随着其数量增多，起着起越来越重要的作用。在上述工作的基础上，NCEP、ECMWF 和 NASA 还进行了大气的再分析资料工作。

⑤发展海洋资料同化系统以改进气候分析和为气候预报模式提供初始化资料。这包括把各种资料，尤其是温度资料同化到海洋模式中，并在几次重要 El Nino 事件模拟或预报中取得了成功[9]。

⑥更好地了解了亚洲季风的变率及其有关的重要物理过程，ENSO－季风关系以及季风的可预报性，但结果表明，季风的模式研究结果并不成功，ENSO－季风的关系尚难以很好地模拟[8]。

中国在 TOGA 期间，积极进行了“中美热带西太平洋海气相互作用”联合研究，在热带西太平洋进行了 8 个航次的科学考察，并派 3 条海洋船参加了 TOGA-COARE 试验，这是对 TOGA 计划的重大贡献。由于篇幅所限，这里不再赘述，其主要研究成果请参看文献[10]。

§3.3 气候变率与可预报性研究计划

气候变率与可预报性研究计划(CLIVAR)作为 WCRP 的一个重要科学研究计划是在 1992 年建立的,它是在 TOGA 与 WOCE 计划的基础上发展而来。经过几年的努力和准备于 1998 年正式实施。1997 ~ 1999 年由 El Nino 和 La Nina 事件引起的世界范围的空前的气候异常(干旱、洪涝、热浪、热带气旋等)使人们对气候变率与气候异常及其预测十分关注,从而对 CLIVAR 计划更为重视。目前它已成为 WCRP 计划中最活跃的气候研究计划之一。

CLIVAR 计划的总目标为:

①通过收集和分析观测资料与发展和应用耦合气候模式,并与其它相关气候研究和观测计划合作,以求能更好地描述和了解造成季、年际、年代和百年时间尺度的气候变率及其可预报性;

②通过收集和集成经过质量控制的古气候与仪器观测资料集,把气候变率的记录延长到必需的时间尺度;

③通过发展全球耦合预报模式增加季节到年际气候预测的时效和准确性;

④了解和预测气候系统对温室气体和气溶胶增加的响应,并把这些预测与观测到的气候记录进行比较以检测人类活动是如何影响自然气候信号的。

CLIVAR 计划的主要研究重点是大气和海洋及其相互作用以及整个气候系统季度到百年尺度的变率,这包括研究与 El Nino 有关的变率和可预报性以及由人类活动引起的气候变化(全球变暖),其最终目的是探讨可预报性并进而用现有的、再分析的以及新的全球观测资料;改进的海-陆-气-冰耦合模式和古气候记录改进气候变率和气候变化的预测。因而,CLIVAR 将积极促进研制有预报技巧的区域与全球预报模式与更准确地检测人类活动对自然气候的影响[12]。另一方面,CLIVAR 将大力支持用于长期气候研究的全球海洋与大气观测系统的设计和实施,特别是针对区域耦合海-气系统的变率方面,如季风与 ENSO。CLIVAR 是一个跨学科的大型国际合作计划,它把陆地与海洋,海

洋与大气，中高纬度等多方面的多尺度气候变率联系了起来，以此得到一个有关气候变化的统一图象，并把人类预测气候的能力从中短期延长到季、年际，甚至更长的时间尺度。

CLIVAR 计划由三个部分组成[11]：

①CLIVAR－GOALS，主要研究全球海洋-大气-陆地系统（GOALS）的季—年际气候变率与可预报性；

②CLIVAR-DecCen，主要研究十年到百年的气候变率与可预报性；

③CLIVAR-ACC，主要研究气候对人类活动产生的辐射活跃气体与气溶胶的响应。

CLIVAR GOALS 将在 TOGA 获得的知识和经验基础上扩展对季节-年际时间尺度自然变率的了解、分析、模拟和预测能力。因为 GOALS 重点在预测，所以十分重视气候系统中能提供有明显记忆或信号的部分。大气中热带加热的变化主要产生于降水的大尺度变化，据 ENSO 的研究所得，这在全球范围都会产生影响。由此，GOALS 又进一步提出四个主要研究领域，即：ENSO（G1），亚澳季风（G2），美洲季风和非洲季风（G3）与有关的全球大气遥相关（G4）。

G1 研究计划是在 TOGA 计划研究成果和 TOGA 观测系统（如 TOGA-TOA，参看 § 3.2）的基础上制定的，旨在利用、延伸和改进 ENSO 预报。因而其中心问题是研究与 ENSO 有关的热带太平洋季到年际变率与耦合大气-海洋演变，这是通过观测、分析、模拟、经验、诊断和过程研究进行的。其次是把这些研究再进一步扩展到中高纬度与 CLIVAR 其它计划合作研究中高纬之间的联系。此外，还研究源于中高纬度的低频分量（如中纬的海表温度，土壤水份，海冰，雪盖）及其强迫与反馈机制，海洋水团的形成，水圈循环和海气耦合。

G2 是研究亚澳季风系统的变率。亚澳季风是地球气候系统的一个关键部分，它影响着人类 60% 以上人口的生活，更好的预报季风将大大有利于这个地区的社会与经济的发展与生活与环境条件的改善。为达到此目的，则首先需要增强对季风系统机理的了解。目前季风预报的水平是不高的，尤其是用数值模式预报季风的技巧很低，其中重要的原因是受到了产生于大气内部动力学的高频变率与季风区的地表水圈过程的限制。为了提高季风的可预报性，首先应加强缓慢变化的边

界条件的研究，这包括海表温度，雪盖以及亚澳季风区之内与以外其它慢变过程。过去的研究指出，亚澳季风与热带海洋大气系统的年际变率有关联，如 ENSO 和热带两年振荡。研究也表明，亚澳季风可能强烈地影响季风区以外的气候，包括北美的中纬度地区。据此，CLIVAR-G2 确定了三个主要的目标，即：

①研究和确定亚澳季风气候系统可预报性的上限；

②从定量的方面研究亚澳季风系统由缓变的边界条件与内部动力学对季风可预报性的相对贡献；

③确定亚洲季风在全球气候系统可预报性中的作用，特别是与 ENSO 有关的一些部分。

G3 是研究美洲季风系统的变率（VAMOS）。过去 10 年的研究对于北美与南美暖季季风研究的主要成员，它们对两大洲环境的重要作用及对许多有关国家的社会、经济方面的影响有较好的了解，并认识到美洲季风系统在两个方面明显地不同于其它地区的季风系统：一是热带海表温度对美洲地区的气候变率有特别强的影响；热带太平洋 El Nino/SO 是全球气候系统中最强的季节—年际气候信号；热带大西洋的 SST 异常可影响巴西的季风降雨。因而这个季风区的研究必须在更大程度上考虑热带 SST 的可预报性；二是这个季风区有复杂的地形和海岸线，它们对美洲季风系统能够产生很强的中尺度信号，以致可影响美洲季风系统整个的行星尺度结构和状态。因而特别需要重视多尺度模式的研究和使用。根据上述美洲季风系统的特点，VAMOS 主要从多方面研究美洲季风系统的平均状态与变化及其可预报性，并尽可能进行预报试验。

G4 的重点是研究非洲气候变率。主要研究方面为：

①确定非洲气候可预报性的上限，特别注意太平洋和全球 ENSO 模态及其响应区，季风环流系统，印度洋年际变率，大西洋地区 ITCZ 两侧的 SST 梯度，NAO（北太平洋涛动）模态及其十年际变率等；

②评估 GCM 耦合模式的结果以确认这种模式模拟非洲降水的时空变率分布的能力；

③研究引起非洲旱涝的过程；

④利用可能扩展的观测网，研究 SST 与热带大西洋和印度洋海气耦合过程的预报能力；

⑤改进对热带—中纬度相互作用及其对南北非可预报性的影响；

⑥用遥感和局地观测资料研究陆-海-气相互作用过程，并进行数值模拟试验以确证反馈过程；

⑦发展高分辨率预报，主要是研制区域气候模式以进行高分辨预报。

CLIVAR DecCen 主要研究十年到百年的气候变率和可预报性，共有 5 个方面的研究领域：

①北大西洋涛动(NAO)(D1)。NAO 主要反映了冰岛低压区和亚速尔高压区活动中心大气质量的大尺度振荡，它是北大西洋大气状态的一种主要变化模态。NAO 冬季最明显，但在其它月也具有特征性分布。根据仪器观测时期的记录，NAO 显示出几个月到几十年时间尺度的变率，这包括 19 世纪以准两年变率为主到 20 世纪以加强的十年与十年际变率为主的演变过程。通过近年来的研究，已经认识到 NAO 控制了影响海洋变化的大气因子，如热通量、风速、风向和 P-E(降水或蒸发)；观测还表明，海洋具有低频的海盆尺度的环流和属性分布，它们与大气中的 NAO 变化是一致的，这指出可能存在着耦合的北大西洋大气-海洋振荡。NAO 具有十年/十年际的变率，其振幅随时间增加，它对冬季北半球范围内的增暖趋势可能有很重要的作用。

②热带大西洋十年尺度的变化(D2)。热带大西洋 SST 异常虽然比热带太平洋 El Nino 引起的 SST 异常要弱，但它可以导致美洲和非洲的气候型发生明显的改变，如巴西东北部和非洲著名的干旱循环就与热带大西洋 SST 的变率密切相关。D2 的主要研究领域是：研究热带大西洋海盆的耦合气候变率，并用于提高这个地区的预报能力；确定大西洋 SST 偶极子的两个分量在动力学是独立的，还是相关联的，其物理过程是什么；定量确定热带大西洋 SST 的变率有多少是由遥远的影响(如 ENSO 或来自太平洋地区影响)产生，多少是由局地的海气相互作用引起。在热带大西洋也发现有类似 ENSO 事件的气候变率。D2 也研究这种类型变率的作用与可预报性，以及中低纬相互作用，如 NAO 对热带大西洋的相互作用。

③大西洋热盐环流(D3)。大西洋的海洋热输送对其周围国家与地区，甚至全球的气候都有重要影响，这种输送的方式是：大部分热量通过近地面暖流输送向北，并把其热含量释放给中高纬大气，以后又以

冷的深层流向南回流。这种环流就是热盐环流，在太平洋是没有这种热盐环流的。另外，由于大西洋热盐环流可以向海洋深层输送大量的CO_2，所以可以改变全球碳循环，从而间接影响气候。因而 D3 计划的目的主要是研究大西洋热盐环流突然转变的原因，引起热盐环流变化动力学的物理过程，过去 1000 年与热盐环流变化有关的 DecCen 变率的时空分布以及可预报性的程度。

④印度洋-太平洋十年尺度变率(D4)。对于北太平洋，主要研究太平洋引起大尺度十年分布的海洋与大气条件，这包括 ENSO 的影响，太平洋-北美型(PNA)，南太平洋类似的遥相关型，以及这些遥相关型的可预报程度。对于印度洋和南太平洋也研究类似的十年尺度变率，包括季风和中纬度变率，以及这些变率与热带/北太平洋模态和大西洋变率的关联。

⑤南半球海洋热盐环流(D5)。重点研究南半球海洋水团的形成、扩展、洋际之间的联系及其与气候变率的关联。

CLIVAR-ACC 的目标是更好地了解自然变率和人类活动因子对全球气候变化的相对贡献，并利用统计、数值模拟等方法检测人类活动引起的气候变化与预测在大气温室气体浓度增加和其它人类活动作用造成的影响条件下，直到 2100 年的气候变化。在此基础上，尽可能为气候影响评估工作提供区域气候变化的预测，为监测气候变化建立观测系统提供指导。其中关键的问题是为 IPCC(政府间气候变化委员会)的气候变化评估报告(2001 年将发表第三次评估报告)提供新的、必要的科学材料和依据，尤其是在减少不确定性方面要进行许多研究，这包括：研究和预测气候系统对温室气体和气溶胶增加的响应，识别人类活动影响气候系统平均态和变率的分布型和检测与温室气体增加和其它人为变化作用有关的趋势和信号。

ACC 计划之下分为两个子计划，一是气候变化预测(A1)，一是气候变化检测和归因(A2)。对于 A1，由于气候变化的预测是一个十分复杂的问题，任何单独一个单位或国家是很难完成这种重大的任务的，因而 CLIVAR-ACC-A1 的主要任务是对各种预测模式的工作进行协调，尽最大努力改进气候变化预测，这包括支持减少气候变化与大气强迫不确定性的研究(尤其是水汽与云的反馈过程)，持续地发展和评估

气候模式，并对模式结果进行比较（其中要利用古气候资料）。另一方面还要研制标准的排放强迫构想。A2 的研究领域又分为两个方面，即气候变化检测和气候变化归因。前者是要显示观测的气候变化从统计意义上是高度异常的，即这种变化比由自然的内部脉动应预期发生的变化要大，而后者是要证明这种观测的变化不可能用自然的原因（强迫的或非强迫的）来解释，这是一种建立因果关系的过程。

自从 CLIVAR 计划正式实施以来的短短 2～3 年中，CLIVAR 计划取得了明显的进展，这表现在下列方面[13]：

①耦合海气模式与季度—年际预测。新的海气耦合模式是能够预测 1997 年 El Nino 事件的演变，并能抓住这次 El Nino 事件与过去 El Nino 事件遥相关型之差别，但是目前模式的预测仍是概率的，即依据集合预报的结果。并且不少耦合模式对于 1997/1998 年的 ENSO 事件预测是不成功的，其原因有四个：西风爆发在此次 ENSO 事件中起着重要作用，但模式中处理不当；初始海洋条件的确定有缺陷；决定 SST 年循环的物理过程处理方面有缺陷；处理太平洋与印度洋的交换有缺陷。

②全球观测。主要与 GCOS 计划的实施有密切的关系。目前全球和探空资料的问题主要是有些资料还不能自由交换，需要今后改善。对 CLIVAR 至关重要的是热带海洋锚定浮标阵投入业务使用，并被扩展，尤其是 TAO 阵，现已与日本的 TRITON 阵合在一起，变成 TOA/TRITON 阵。热带大西洋在 1999 年也建立了类似的锚定浮标阵（12 个浮标）（PIRATA）。上层海洋的观测也得到了迅速的发展，这主要是浮筒式垂直剖面仪的应用（Float Profiling），这可以每隔 10 天左右测量 2000m 到海表的温度与盐度，将来计划在全世界布设 3000 个，形成业务的全球 ARGO 浮标阵，进行实时发送资料。

③古气候资料。与 IGBP 的 PAGES 计划密切合作，利用各种代用资料重建古气候的有关变量，如 SO 指数和 NAO 已以月的分辨率重建了 1675 以来年的资料序列，利用古气候资料揭示了不少重大的气候变化事件。如利用格陵兰冰芯资料，发现气候变化是突然的，在几十年中产生巨大的气候变化，也发现至少在过去 1000 年中，最近北半球温度的上升是前所未有的。利用重建的古气候资料，19 个大气 GCM 模式研究了古气候问题，重点是末次冰期的极大值和 6000 年前的全新世。

④人类活动产生的气候变化与极端事件。近几年世界范围出现了许多异常的气候事件,如 1999 年 10 月发生的委内瑞拉与莫桑比克的极强洪涝和法国的强风暴,2000 年春季美国出现的龙卷与暴雪。有些研究表明,这与最近一次 ENSO 循环中的 La Nina 事件有关。这个问题目前已引起世界各国的关注。IPCC 把这个问题作为重要问题之一,已进行了科学评估。

⑤区域性和国家 CLIVAR 计划的实施。自从 1998 年 12 月国际 CLIVAR 实施会议之后,目前各国开始建立国家的 CLIVAR 计划,并提供了相关的基金。另外在美洲、亚澳季风区、热带海洋和非洲也都提出了相应的 CLIVAR 科学计划与实施计划。如太平洋地区的实施计划已在 2001 年初开始执行,这表明,世界范围内和各国对 CLIVAR 计划都表示极大的支持,希望以此改进人类对地球气候变化的了解,并能预测出这种气候的变化。

§3.4 中国气候试验与研究计划

最近 20 年来,在世界气候研究计划(WCRP)组织之下,进行了许多大气、海洋、水文等科学试验,在 §3.1 节中已经指出,其中最重要的有 TOGA、GEWEX、WOCE 等气候研究和试验计划。这些研究试验取得了许多重大的成果,并获得极其宝贵的资料,它们对未来的气候研究和预报有深刻和长远的影响。在世界大气科学试验的推动下,我国在“九五”(1996 ~ 2000 年)期间也进行了五个著名的气象科学试验研究[14],其中四个主要针对气候研究。这五个气象科学试验取得了空前的成功,在国内外产生了重大影响,1999 年被评为基础科学研究的十大新闻之一。这些试验大部分都有国际上的科学家参与和支持,并且纳入了国际科学计划之中,这表明中国科学家已具有主持和实施大型国际科学试验和研究计划的能力,逐步迈上了国际科学协作和研究的大舞台。这些计划中(如南海季风试验和华南暴雨试验)有些也得到了台湾专家、学者的积极参与和大力支持与配合,体现了海峡两岸学者的研究进入了一个实质性合作的新阶段。

在国家科技部和国家自然科学基金委员会的大力支持下,“九五”

期间分别设立了“南海季风试验”项目、“青藏高原地-气系统物理过程及其对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究”项目(简称高原试验)、“淮河流域能量和水分循环试验”项目(简称淮河试验)、“海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究”项目(简称华南暴雨试验)和“内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用”项目(简称草原试验)。我们统称为五大气象科学试验,并通过组织协调,于 1998 年 5 ~ 8 月进行了联合外场观测试验,如图 3.4 所示。

这次联合气象科学试验是我国历史上,以中国为主体进行的最大的一次大气-海洋-水文-生态综合试验。试验涉及中国绝大多数省市(自治区、直辖市、计划单列市共 29 个)。参与大气观测的站点密集,共有 70 个高空站与 369 个地面站以及 15 部天气雷达站、7 条船舶参加了常规或加密观测,动用包括气象卫星、双偏振多普勒天气雷达、风廓线仪等一批先进的探测设备,获取了第一手稠密、大量、新的观测资料并建立了数据库。

3.4.1　南海季风试验(SCSMEX)[14]

目前,全球有 60%以上的人口生活在季风区,季风活动造成的干旱和洪涝灾害直接影响这些地区的经济和社会发展。中国处于亚洲季风区,每年的天气气候深受季风活动的影响,特别是在 5 ~ 9 月的汛期,中国大范围地区的降水分布、降水带移动以及旱涝灾害在很大程度上受夏季风控制。研究表明,亚洲夏季风最早在南海爆发,而后向北伸展到中国大陆及日本以南西太平洋地区,向西北伸展到孟加拉湾和印度。掌握并改善南海地区的天气与气候预报对东亚和东南亚一些国家和地区的农业和社会经济发展有着重大的影响,因此无论从科学上和经济发展的需求上说,在南海地区进行较大规模的季风试验是非常必要的,以便更好地了解东南亚和中国南部地区的季风爆发、维持和变化的主要物理过程,从而改进对季风的预报。

南海季风试验是一个多国和多地区协作的大型大气-海洋联合观测计划,也是这个地区第一次大规模的气象和海洋学家的联合研究,它同“全球能量和水循环试验”(GEWEX)以及“气候变率和可预报性计划”(CLIVAR)等国际性试验是同步的。参与南海季风试验外场加强和加密观测的有中

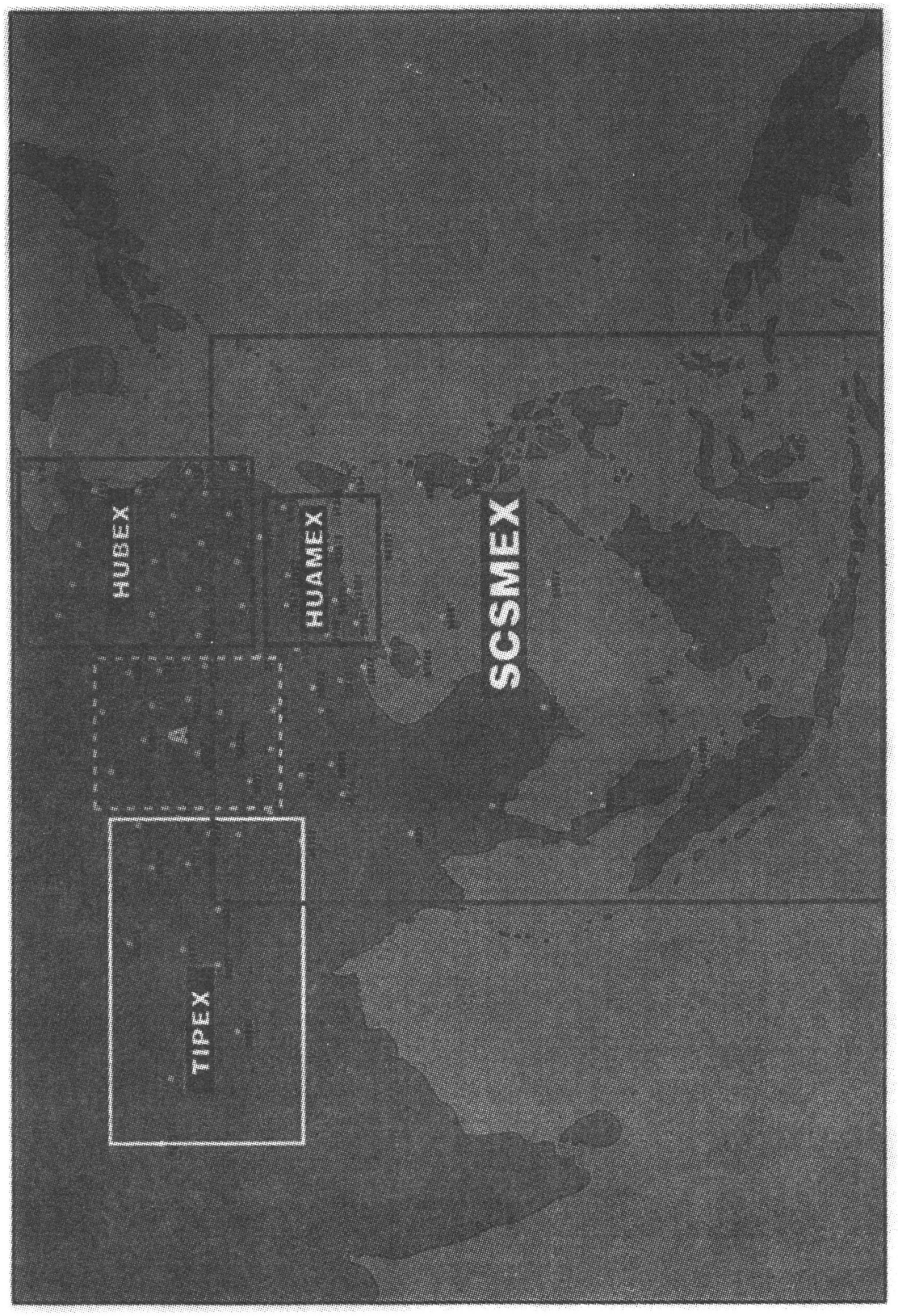


图3.4 1998年进行的四大科学试验的观测范围

国大陆南方 10 省市、美国和澳大利亚、东南亚 7 国(泰国、越南、马来西亚、新加坡、文莱、印度尼西亚、菲律宾)以及台湾、香港、澳门等地区。

南海季风试验研究的核心内容之一是进行为期 4 个月(1998 年 5 ~ 8 月)的外场观测,其中包含两个加强观测时段。南海季风试验设大尺度观测区和加密试验区,大尺度观测区(图 3.5)(70 ~ 150°E,10°S ~ 40°N),主要以常规观测为主;加密试验区为南海及其附近地区(10°S ~ 30°N,95 ~ 130°E)。

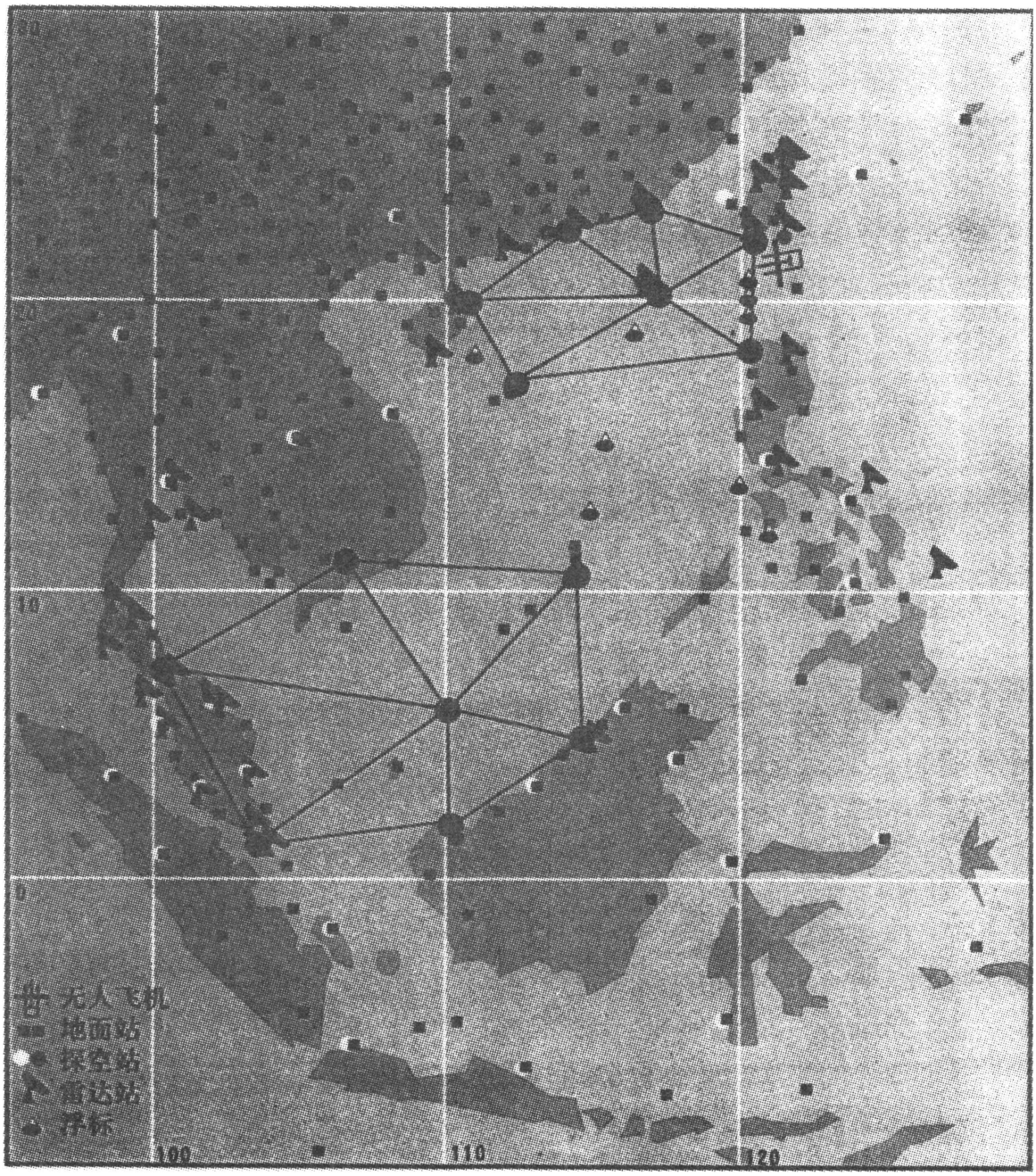


图 3.5　SCSMEX 观测网(取自文献[15])

SCSMEX 的外场试验加强观测阶段(IOP)为 1998 年 5 月 1 日至 8 月 31 日,其中 5 月 5 ~ 25 日和 6 月 5 ~ 25 日为加密观测的两个时期(IOP)。第一个 IOP 重点监测南海夏季风爆发前后季风的演变及其对华南降水的影响,尤其是南海北部季风槽及其相关的中尺度对流系统活动。第二个 IOP 重点监测东亚区季风盛期和北推时期南海上空的大气和海洋条件及其对长江流域降水的影响。外场观测试验主要由大气观测网、海洋观测网、海气界面观测网、卫星观测网四部分组成,包括无线电探空、地面观测、双 Doppler 雷达、科学考察船、无人飞机、卫星观测、海洋边界层和通量观测、综合探空系统、辐射、浮标、ADCP、CTD 和 AXBT 等主要观测平台。在参试国家、地区的大力支持下,历时 4 个月的外场圆满结束,按预定计划成功地观测到了南海北部的早期季风爆发、全面爆发和季风气流北推至江南和长江流域的过程,取得 El Nino 事件影响下东亚季风区大量宝贵的资料。

外场观测结束后,科学家们利用试验所取得的资料进行了大量研究,主要科学成果如下[16]:

①外场观测试验所取得的大量资料已被中、日、美等先进国家送入四维资料同化系统,并制作了高精度的南海季风四维资料同化集。南海季风试验资料中心建立了综合、完整的资料库,目前这些资料已在国内外相关科学研究中得到较广泛的应用。

②南海季风试验以大量的观测事实确认了中国科学家提出的南海是亚洲季风爆发最早的地区之一的科学论断,并进一步揭示了南海季风爆发的突变特征、低频演变过程及其与洪涝,特别是与中国 1998 年特大洪涝的关系。

③南海海洋观测揭示了南海海洋与季风相互作用的独特特征。南海及其周边海洋与季风的爆发和演变存在着极其密切的海气相互作用关系:这一地区前期的海温可能影响着季风爆发的早晚和强度。季风爆发后,季风的扰动又影响邻近地区的海温变动。这种变动又通过不同尺度的海洋热力和动力学过程反过来再影响南海季风的演变,并通过这种演变进而影响西太平洋、东南亚、甚至北美遥远地区的天气与气候状况。因而,南海及周边地区是北半球天气气候发生的一个强迫源地和变化最敏感的地区。抓住了这些变化,特别是早期的变化就能作

出和改进季度甚至年度的天气气候预报。最近，美国科学家也开始使用南海及其邻近海区的季风和海温变化因子作为美国本土旱涝预报的指标。

3.4.2　青藏高原地-气系统物理过程及其对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究(TIPEX)[17]

第一次青藏高原大气科学试验(QXPMEX)于 1979 年 5～8 月举行，与全球大气研究计划第一期全球试验(FGGE)和夏季风试验(MONEX)阶段性同步进行。通过这次试验，首次在青藏高原上获得了十分宝贵的各种加强观测资料，并取得了丰富的研究成果，积极地推动了青藏高原气象及其影响的理论研究。TIPEX 试验是在 QXPMEX 基础上进行的第二次青藏高原大气科学试验。

该试验于 1998 年 5～8 月举行。这次与第一次不同，重点是开展陆气相互作用的试验，特别是高原大气边界层科学试验，在技术上远比常规试验要复杂得多。在边界层科学试验中投入了先进的仪器装备，例如风廓线仪(Wind-profiler)，6～7 层(20m)梯度观测塔、波文比(Bower Ratio)系统、超声探测仪(风和温度)、脉动温湿仪、红外辐射温度计、各种辐射(短波、长波、直接、散射)仪。

TIPEX 成功地获取了大量丰富和宝贵的高原腹地横贯东西三站大气边界层优质可靠的资料和大量探空、地面和辐射加密观测(IOP)资料。经初步分析发现如下新事实：

①高原边界层存在明显逆湿现象，这一现象不仅在中部当雄发现，东部昌都和西部改则也同样存在。原因目前尚不能肯定，但有可能反映了边界层中上层存在一定的弱水汽输送通道。

②高原上存在较强的太阳辐射。总辐射(Global radiation)经常超过太阳数(1360w/m^2)，这一现象与天空积云分布及其辐效应有关，在其他地方少见。

③高原上存在热量不平衡现象，当雄站的观测结果多次发现感热通量、潜热通量、土壤热通量三项与净辐射量不平衡，存在明显的差值，这一现象在 GAME/Tibet 日方的试验中也同样发现。

3.4.3 淮河流域能量与水份循环试验(GAME – HUBEX)[18]

淮河流域能量与水分循环试验和研究项目(HUBEX)是全球能量与水分循环试验/亚洲季风试验(GEWEX/GAME)在东亚副热带半湿润地区开展的气象、水文科学试验,也是中日合作研究项目。

1998 年、1999 年夏,在中国国家自然科学基金委员会和日本文部省的共同支持下,中日两国科学家经过几年的筹备和组织,在以淮河流域为中心的我国东部广大区域内开展了气象、水文科学观测试验,取得了圆满成功(图 3.6)。这种大型的气象、水文联合观测试验在我国尚属首次,对于研究东亚季风气候条件下淮河流域乃至江淮流域能量与水分循环过程及其暴雨和干旱问题,探讨梅雨锋区多尺度云系三维结构和降水的关系,提高梅雨预报准确率,合理调配水资源是非常重要的。目前,试验所获取的大量宝贵的气象、水文、卫星、雷达、辐射、通量等多种常规和加密的观测资料已开始被国内外有关科学家使用,并取得了初步研究成果:

①江淮梅雨暴雨是在一种多尺度天气系统相互作用下产生的,其中 β 尺度起重要作用。HUBEX 的双多普勒雷达观测阵完整地观测到整个 β 尺度系统的演变过程与结构。

②通过首次使用双多普勒雷达资料研究江淮梅雨锋发现,在梅雨锋垂直剖面上有小尺度垂直环流活动;梅雨锋前 1 ~ 3km 高度附近有西南低空急流存在,它是强暴雨的一种维持机制。

③用 TRMM 热带测雨卫星的微波成像仪亮温资料反演的雨强(TMI)、阜阳数字化天气雷达观测的雨强和 TRMM 降水雷达(PR)测得的雨强相比较,结果较一致,这是我国第一次利用 TRMM 热带测雨卫星资料制作大范围遥感雨图。

④通过暴雨数值模拟实验结果表明,由双多普勒雷达测得的初始场进行的资料同化,可大大改善暴雨降水预报。

⑤利用改进的辐射、积云参数化等方案,明显改进了区域气候模式。利用降水、蒸发、土壤含水量、地下水位等水文资料改进了水文模式,并建立了史灌河流域数字水文模型,能够很好地模拟该流域洪水涨落情况。

⑥利用矢量辐射传输模式可较好地模拟出不同下垫面，不同大气条件下大气水汽变化。

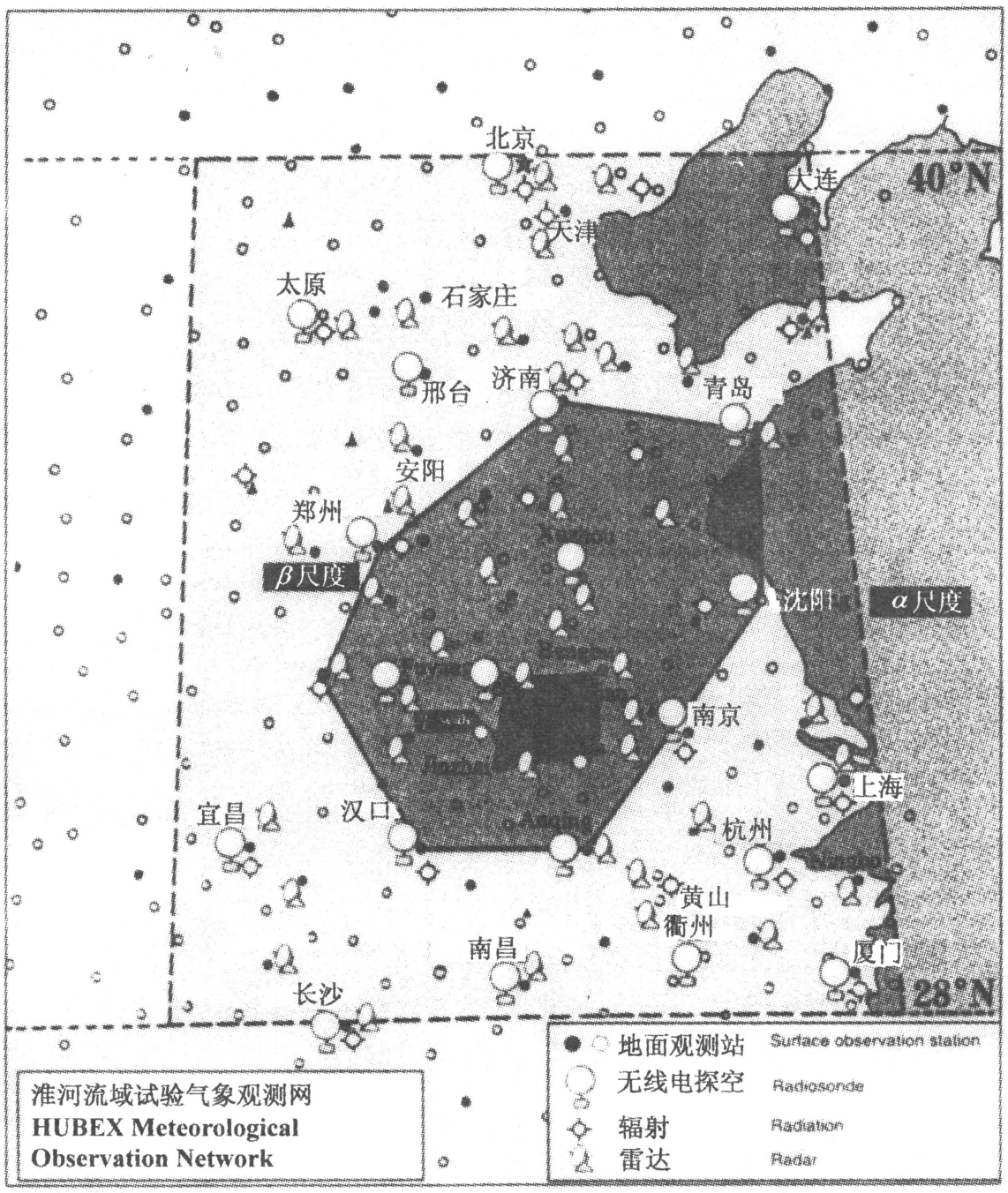


图 3.6　HUBEX 试验由中 γ 尺度、中 β 尺度和中 α 尺度观测区构成(取自文献[18])

3.4.4　内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用研究(IMGARSS)[19]

在当前的全球变化和气候预测研究中，地表-植被-大气相互作用和反馈过程及其在气候模式中的参数化方案研究仍然是一个最基本的

前沿科学问题。为此,科学家们联合提出了在中国内蒙半干旱草原地区开展土壤-植被-大气相互作用的研究计划。这是至今在温带半干旱草原生态系统地区开展气候、生态、人类活动及其相应反馈过程等综合研究的唯一的一个试验计划。该项目强调气候和生态系统的相互作用以及生物地球化学过程,它的实施将对目前世界范围内正在执行的IGBP/BAHC、WCRP/GEWEX 和 IHDP 等核心计划做出贡献。这个试验计划的主要目的和任务是:开展内蒙古半干旱草原中尺度土壤、植被、大气相互作用综合试验,发展和验证一维土壤-植被-大气输送模式,开展中尺度参数化和大气-地表水循环作用模式研究,定量了解温带草原对全球碳循环的贡献与控制因子,进一步了解草原生态系统对气候变化和人类活动的响应。这个项目还会提供地表能量资料以发展和验证卫星遥感地气相互作用有关参数的方法,为较完整认识半干旱草原在全球变化中的作用和国家可持续发展做出有价值的贡献。

IMGRASS 项目的中尺度现场综合试验选择在内蒙古锡林郭勒盟地区开展。综合试验主要集中在 1998 年草原生长季节(5~9 月)进行。试验区的尺度约为 150km × 150km。考虑到地貌和生态系统的代表性,共选择了 4 个基本观测站开展综合观测,观测项目包括土壤、气体通量等。此外,为适应中尺度模式的需求,还在羊草草原、草甸草原、沙地草原、干旱草原等代表性生态系统设立了自动气象站和小气候观测系统,以获得较长时间的连续资料。测雨雷达和分布在试验区范围内的 20 多个自动雨量计可以获得试验区范围内的降水分布资料。在此之前,曾在试验区进行了一些预试验研究。1998 年的试验获得了成功,取得了大量有价值的草原半干旱地区的地表、植被、水文和大气资料。

3.4.5 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究(HUAMEX)[20]

海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究(HUAMEX)旨在通过中尺度外场试验、数值模拟和动力学方法研究华南暴雨和登陆台风系统的中尺度结构和演变,深化中尺度灾害性天气系统的基本理论研究,改进中尺度数值天气预报模式和中尺度灾害性天气监测,推动中尺度气象业务系统的发展,提高暴雨短期预报水平。由于这个计划主要针对中尺度天气系统的,这里不再作进一步介绍。

§3.5　短期气候预测的研究计划

短期气候是指月、季、年际时间尺度的气候变率与气候异常，许多灾害如干旱、洪涝、低温、持续高温等都与这种气候的异常或反常密切相关。由于气候异常能造成重大经济损失，因此研制相应的短期气候预测业务系统是各国气象现代化发展的一个阶段，如美国海洋与大气局在1995年就制定了季-年际预测研究计划。有些国家如美、英、日、欧洲中期天气预报中心、国际气候研究院等已开始用动力气候模式制作试验性质的业务季节预报或年际预报。目前这种预报结果已定期发布，主要登载于美国气候预测中心(CPC)和海陆气中心(COLA)出版的长超前(Long-lead)预测试验汇编中。这些预报结果和产品已开始广泛地在各国气候业务预报部门参考，并收到了相当的效果和效益。

中国在短期气候预测与诊断方面均作了大量的工作，取得了不少重要成果，大约已有四十多年的历史。但从总体上看，短期气候预测报方法主要是经验的和统计的，气候模式尚处于研究和试验阶段。因而迫切需要发展有物理依据的数值预报模式，并在此基础上建立短期气候预测、影响、评估、服务综合业务系统，使我国的气候业务发展迈上一个新的台阶，使月、季、年的气候预测进入世界先进国家之列，并为满足我国国民经济建设和社会发展所提出的新的需求作出重要贡献。正如江泽民总书记指出“每年的年景如何大家都很关注。你们有了预测意见要及时向各级政府和农业部门通报，以便他们未雨绸缪，有所准备。据说，气候的预测技术还未过关，长期预测还很难，中、短期预测把握大一点，要加强科学研究，攻克难关”。为此，中国科技部在1995年设立了“中国短期气候预测系统的研究”“九五”攻关项目[21]，第二年进一步被列为国家重中之重项目，由中国气象局(主持单位)、教育部、农业部、水利部、中国科学院共同组织专家联合攻关。

“中国短期气候预测系统的研究”项目的目的是在对中国气候异常规律及预测信号研究的基础上，研制一套有物理依据的短期气候监测、预测系统以及气候异常对国民经济影响的评估系统。重点研究以动力气候模式和统计—动力学方法为主的综合短期气候预测新技术，并据此

建立中国比较先进的第一代短期气候预测业务系统。项目完成后,在气候动力学与气候预测理论方面有较大提高,力争短期气候预测方法有新的突破。其平均预测准确率将在现有的 60% ~ 65%的基础上提高 5%;对关键地区和关键季节的预测准确率争取提高 10%左右,为国家和地方以及国民经济有关部门提供较准确的月、季、年际降水、气温、环流等气候预测及其对经济影响的评估产品,为有关部门尤其是农业和水利部门在作出月、季度、年度与跨年度的国民经济发展计划和重大项目的决策以及制定防灾和抗灾措施时提出科学的依据和信息,为短期气候预测产品应用示范区的国民经济建设,特别是农业的发展提供直接的指导和优质的服务。项目研究的期限为 5 年,从 1996 到 2000 年。

中国短期气候预测业务系统的研究共包含五个方面的研究内容,它构成了本项目的五个课题:

①短期气候变化的物理过程与预测信号的研究;

②短期气候预测动力模式的研制;

③气候异常对国民经济影响评估业务的研究;

④国家级短期气候监测、预测、服务综合业务系统的研制;

⑤区域中心短期气候预测业务系统的建立与产品应用研究。

图 3.7 说明上述 5 个课题之间的相互关系。

第一课题主要是研究月、季到年际尺度气候异常,特别是重大气候灾害发生、发展的物理过程和气候预测所需的信号,提供给各种模式及综合业务预测系统使用。它包括近百年中国气候变化与气候异常的观测事实研究;东亚季风与低频振荡对中国气候异常影响的研究;大气环流异常对中国气候异常影响的研究;海水温度异常和 ENSO 循环对中国气候异常影响的研究;下垫面(极冰、雪盖、反照率)异常对中国气候异常影响的研究;云辐射过程以及气候系统外部因子对中国气候异常影响的研究。

第二课题是研究建立一套具有中国特色的、有坚实物理基础的短期气候预测业务动力模式系统,利用这套模式系统进行月尺度、季节尺度到年际尺度的短期气候预测[22]。它由七个部分组成:

①资料输入前处理分系统。这是气候模式系统的初始资料输入部分,包括全球与区域模式的大气与海洋资料初始化、三维资料同化和集

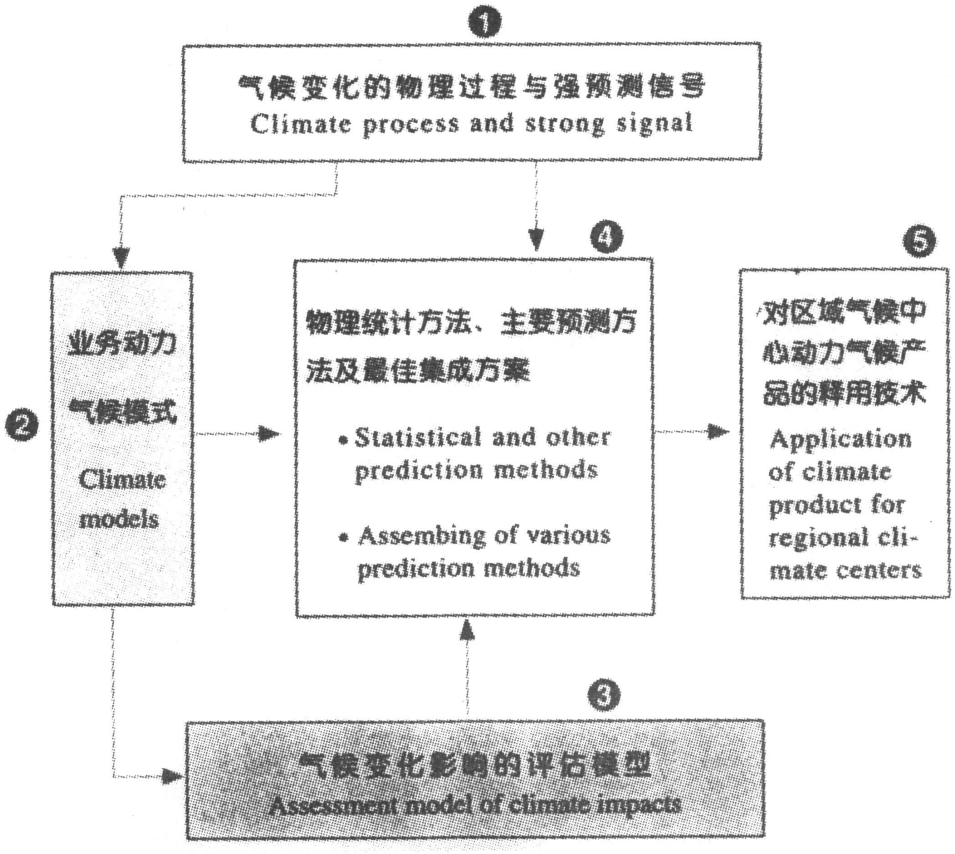


图 3.7　我国短期气候预测系统研究项目所属课题及其相互关系说明图
（取自文献[21]）

合预报方法等。该子系统尽可能为各气候模式提供合理、准确和近于实时的初始场资料。

②月动力延伸预报模式(T63 版本)。该模式的动力框架与季节预测大气环流模式一致,由中国气象局中期数值预报模式演变而来。用集合方法进行准业务试验已达 3 年。

③季节预测大气环流模式(T63 版本)。该模式是国家气候中心的主要大气环流模式,目的是用于东亚季节雨带的预测,尤其是梅雨季节的汛期预测。它已与全球海洋环流模式耦合,并且为高分辨率区域气候模式提供边值条件,以进行嵌套。

④全球和太平洋-印度洋海洋环流模式。全球海洋环流模式(T63L30)的水平分辨率与全球大气环流模式相同。目前两者已经耦合,并积分 50 年以上。热带太平洋—印度洋海洋模式是一个高分辨率模式,主要用于预测太平洋和印度洋的海表温度,El Nino 事件和暖池的海温结构等。它与全球海洋环流模式是单向嵌套的。因而,由全球

大气和海洋模式以及高分辨率区域气候模式与高分辨太平洋-印度洋模式可以组成一个多用途和不同分辨率的复杂耦合与嵌套系统。其主要部分都以模块化的方式相耦合和嵌套。

⑤高分辨率区域气候模式。这是由 NCAR/RegCM2 经过全面改进而研制成的区域气候模式,水平分辨率为 60km,已与上述海气耦合模式嵌套,可预测东亚季节雨带的推移和演变以及强度变化。

⑥El Nino 事件年际变率预测模式。利用简化的海-气耦合模式专门对 ENSO 事件(El Nino 与 La Nina)进行预测,可以提前 6 个月至 1 年提供预测信息。

⑦后处理系统与模式检验分系统。

包括模式检验用资料集、诊断分析程序集以及资料转换和可视化系统。这个气候模式系统中各模式的功能见图 3.8 所示。表 3.3 给出各模式指标和性能一览表。

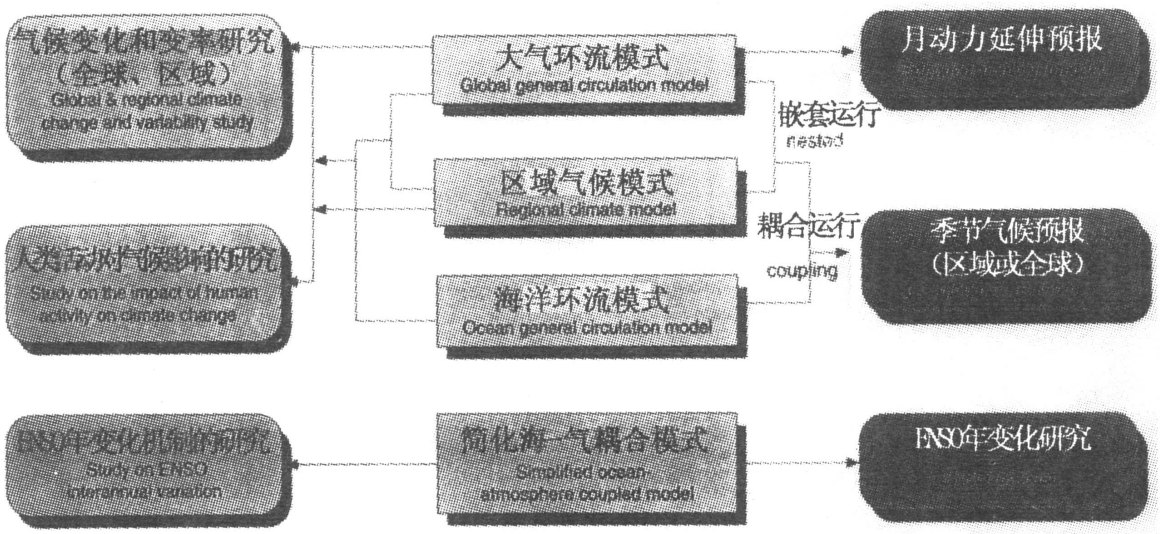


图 3.8 短期气候预测动力模式系统功能(取自文献[21])

第三课题是研制一套气候异常对我国国民经济(农业、水资源、能源、土地利用、交通和重大工程建设)影响的评估预测模型,建立与短期气候预测业务系统相配套的业务评估系统及减少气候异常对国民经济影响的对策措施。这包括气候异常对我国农业生产影响的评估模型研究;气候异常对我国水资源及水分循环影响的评估模型研究;气候异常对国民经济影响的综合业务评估系统研制;减少气候异常对国民经济影响的对策研究。

表 3.3 气候模式指标和性能一览表

范围	全球				区域		
水平范围					70～160°E 10～50°N	60°N～35°S 10°E～70°W	29°N～29°S 124°E～80°W
模式	T63 月动力延伸预报模式	T63 大气环流模式*	全球海洋环流模式*	全球热带海洋海温故知新距平预测模式	高分辨区域模式	高分辨印度洋-太平洋海洋模式	热带太平洋海温距平预测模式
水平分辨率	1.875°×1.875°		1.875°×1.875°	5.625°×2° 2°×0.5°	60km×60km	$\left(\frac{1}{3}°-1°\right)\times 1,5°$	1°×1° 0.1°×0.1°
垂直分辨率	16 层		30 层	2.5 层	16 层或可变	31 层(400m 以上有 22 层)	2.5 层
基本方程	原始方程		原始方程	简化原始方程	原始方程	原始方程	简化原始方程
坐标系	σ-ρ 混合坐标		η	λ,θ,z	σ	λ,θ,z	λ,θ,z
计算方法	谱变换、半隐式时间差分		差分法	– –	差分法	有限差分	– –
时间积分步长	22.5min		正压 2min, 斜压 1h 或 4h, 温盐 24h 或 8h	月	120～180s	速度场为 6min, 温盐场为 72min	月
模式地形	谱地形		逼真地形	– –	包络地形	据 1°×1°分辨率的海底地形逼真确定	– –
物理过程参数化包括耦合与嵌套方法	辐射与云、对流、陆面过程、边界层等		等密度面扩散;太阳短波透射等。与海冰模式嵌套及与大气环流模式耦合		陆面过程、青藏高原、积云对流、辐射传输过程、边界层等。与海气耦合模式三维嵌套	水平和垂直扩散、垂直混合依赖于理查逊数	势力学等过程两种模式:LDEO 与 Oxford
预报范围与时效	北半球,月	全球,季	全球,季	全球,半年至一年	中国地区,月至季	季	半年至一年
主要性能	月平均环流,月降水雨带	东亚季节雨带的预测;梅雨季节的汛期预测	海洋环流、海洋温度结构、El Nino 与 La Nina 预测	El Nino 与 La Nina 预测	模拟与预测东亚区域气候特征;季风和雨带的推移及演变	模拟印度洋－太平洋区域海洋的平均状态和海洋上层的季节和年际变化	El Nino 与 La Nina 预测,暖池 SSTA 预测

T63 大气环流模式与全球海洋环流模式已经实现了耦合运行,其耦合方案采用日通量距平修正方案

第四课题是改进、完善物理统计预测方法，研制释用动力预测产品，研究各类主要预测方法的性能和最佳集成方案，最终建立动力与统计相结合的月、季、年尺度的短期气候监测、预测、服务综合业务系统。这包括现有短期气候预测方法的检验、评估和集成研究；ENSO 事件的监测和预测系统研究；重大气候事件的诊断分析和预测方法的研究；汛期旱涝预测方法的研究；年际气候趋势预测方法的研究；短期气候预测综合业务系统的建立；气候综合服务系统的研究与建立；短期气候预测所需资料处理方法的研究。

第五课题是完成各区域气象中心主要灾害性气候的短期气候业务系统的研制，开发适用本区域的动力气候模式产品的释用技术，建成以国家级指导产品与物理统计方法相结合的短期气候预测业务系统。这包括东北地区夏季低温与旱涝预测系统研究；华北地区干旱短期气候预测和服务系统研究；西北地区干旱预测系统研究；华中地区干旱预测系统研究；西南地区旱涝与低温长期趋势预测系统研究；华东地区旱涝与热带气旋长期趋势预测系统研究；华南地区洪涝、寒害与台风长期趋势预测系统研究。

通过近五年的努力，项目取得了明显的成果，并且收到了重大的社会和经济效益。其中最突出的是[23-24]：

3.5.1 综合气候预报系统的建立

建立了一套由月动力延伸预报模式、海气耦合的全球气候模式（AGGM + OGCM + 海水 + 高分辨印度洋-太平洋海盆模式）、区域气候模式组成的季和年际尺度的业务动力模式系统。把我国的短期气候预测水平初步由经验统计的方法提高到定量和客观的水平上，已和国际先进水平接轨。在此基础上，建成了一个具有物理基础、以统计方法与气候动力模式相结合的综合气候预报系统，在国内外已产生一定的影响。在 1998 ~ 2000 年三年的试预报中，1998 和 2000 年预报正确，1999 年偏差，为国家的防灾抗灾作出了重要贡献。

目前这个系统每年已在国家气候中心用于年、月、季节、年及年际时间尺度的气候预测业务进行试报。其中已解决的关键技术问题有：

①从理论和方法上提高了月动力延伸预报的技巧，关键问题之一是初

值集合的形成。目前用四维变分同化方法与奇异向量方法结合起来形成多个合理的初值集合。另外,分别用气候平均纬向场和预报前期第一旬的纬向平均代替模式预报的纬向平均,改进了月预报技巧和准确率。

②研制成一个适合业务应用的全球大气环流模式与全球海洋环流模式,在此基础上,为更好地把全球大气环流模式和全球海洋环流模式耦合起来,研究改进了原有的月通量距平(MFA)耦合方案,并提出一个修正的月通量距平(MMFA)耦合方案和一个日通量距平(DFA)耦全方案。结果表明,耦合模式没有明显的气候漂移,且成功地模拟出赤道东太平洋暖、冷事件(即 El Nino 和 La Nina)的位置和强度,也模拟和预报出东亚季节雨带的演变。另外,在 30 层海洋环流模式中还嵌套一个高分辨率热带印度洋-太平洋海盆模式,该模式已经与 T63 大气环流模式嵌套为海-气耦合模式,目前已经进行了 50 年积分试验。模拟历史重大 El Nino 事件皆取得很好结果。这个 T63L16/T63L30 海-气耦合模式已成为第一代可用于气候预测业务的气候模式,达到国际上 90 年代中期水平。

③高分辨区域气候模式主要对积云对流参数化方案(MFS),边界层、陆面过程、嵌套方案以及包括青藏高原大地形方面进行了改进,并将这些方案耦合在区域气候模式 RegCM2 中。数值模拟试验结果表明,耦合后的模式对区域气候特征和变化具有更好的模拟能力。与其它参数化方案的对比发现,新方案对地表气温、降水落区、强降水时段的模拟有很大的改进。

3.5.2　ENSO 监测、预测系统的建立

通过对各类 ENSO 事件发生发展过程特征的研究,在 ENSO 事件的诊断分析,ENSO 综合预测方法的研究,尤其是在 ENSO 预测理论和方法的研究方面建立了一个全面的 ENSO 监测与预测系统,并且已放置在 Internet 网上,达到了国际联网,能及时地发布有关 ENSO 的各种信息与预报产品。目前访问这个系统的已有 1600 多人次。

这个预报系统还成功预报了 1997 年 El Nino 事件的迅速发生以及 1998 年迅速的衰减和 1999 年 La Nina 事件的减弱,这为我国的年际预报提供了很好的气候背景和信号,保证了 1998 和 2000 年汛期预报的成功。另外,与业务相结合,还诊断分析了 1950 年以来 La Nina 过程中 SSTA 的

变化规律,为 1998/2000 年 La Nina 的监测和预测业务做出了贡献。

3.5.3 季节和年际预测结果已产生了重大社会和经济效益

因该项目属公益型的"重中之重"科技项目,项目研究成果是通过为有关部门的服务和地方示范应用才能转化为直接经济效益。据统计,气候灾害(旱涝、高温、冷害)造成的直接经济损失每年平均约为 1000 亿元,占国民生产总值的 3% ~ 6%;造成的死亡人数每年平均在 6000 人以上。如果短期气候预测能使现有受灾损失减少 1% ~ 2%,每年至少可避免数十亿元的经济损失。若短期气候预测能使国民经济发展的趋利效益提高 1‰ ~ 2‰,还可产生数十亿乃至上百亿元的巨大增益。此外,短期气候预测业务系统的建立,还为我国在国际竞争和斗争中维持我国的权益提供可靠的根据,为预测和保护气候—自然生态环境作出贡献。由此可见,短期气候预报的社会、经济效益是十分可观的。

本项目成果的运用,明显地提高了我国短期气候趋势和气候异常的预测准确率和评估服务水平,尤其是 1998 年中国大洪水的预报,取得了突出的成功,季节雨带的位置与强度预报相当正确,这是历史上不多见的,为国家和政府部门提供了及时的信息和警报,大大减少了国民经济的损失,在该年的防灾抗洪斗争中取得了突出成果,受到了党和政府的多次嘉奖和表扬。

参 考 文 献

[1] Joint Planning Staff of WCRP, 1998: Proceedings of the Conference on the World Climate Research Programme: Achievements, benefits and challenges (GENEVA) 26 - 28 August, 232pp, 1997.

[2] Joint Planning Staff of WCRP, 2000: Annual Review of the World Climate Research Programme and Report of 21th Session of the Joint Scientific Committee, (Tokyo, Japan), 13 - 18 March, 2000.

[3] World Climate Research Program, Scientific Plan for the Tropical Ocean and Global Atmospheric Program, Tech. Doc. EMO/TD - 64, 146pp. WMO, Geneva 1985.

[4] Mc Phaden, M, J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.-R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M.Ji, P.Julian, G.Meyers, G.T. Mitehun, P.P. Niiler, J.Picaut, R.W. Reynolds, N.Smith, and K.Takeuch, The tropical ocean-atmosphere observing system: A decade of progress. J.Geophs. Research, 103, 14169 - 14240, 1998.

[5] National Research Council, U.S. Participation in the TOGA Programm: A Re-

search Strategy, 24 pp, Nat, *Acad. of Sci .*, Washington, D.C.,1986.

[6] National Research Council, Ocean-atmosphere observations supporting short – term climate predictions 51pp, Nat. *Acad. of Sci .*, Washington, D.C.,1994.

[7] Godfrey, J.S., R.A.Honze Jr., R.H.Johnson, R.Lukas, J.-L.Redelsperger, A.Sumi, and R. Weller, Coupled Ocean – Atmosphere Response Experiment (COARE): An interim report. J.Geophs. Research, 103, 14395 – 14450,1998.

[8] Webster, P.J., V.O.Magana, T.N.Palmer, J.Shuklu, R.A.Tomas, M.Yanai and T. Yasunari, Monsoon: Processes, predictability and the prospect, *J. Geophs. Research*, **103**, 14451 – 14510,1998.

[9] Mechoso, C.R., A.W.Robertson, N.Barth, M.K.Davey, P.Delecluse, P.R.Gent, S.Ineson, B.Kirtman, M.Latif, H.Le Treut, T.Nagal, J.D.Neelin, S.G.H. Philander, J.Polcher, P.S.Schopf, T.Stockdale, M.J.Suarez, L.Terray, O.Thual and J.J.Tribbia, The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean – atmosphere general circulation models, *Mon. Wea. Rev .*, **123**, 2825 – 2838,1995.

[10] 国家海洋局海洋科学技术司编,热带西太平洋海气相互作用综合研究,海洋出版社,250pp,1993。

[11] World Climate Research Programme, CLIVAR: A Research programme on Climate Variability and Prediction for the CLST Century, PP 48,1997.

[12] Trenberth, K, The implementation of the World Climate Research Programme's Project on climate variability and predictability, International CLIVAR Confevence, Paris, December 2 – 4, 1998.

[13] Willebrand, J., A Busalachi, and W.J.Gould, Climate varibility and predictability (CLIVAR) Twenty – first session, World Climate Research programme/Joint Scientific committee, Tokyo, Japan, 13 – 18 march 2000.

[14] 中国气象局科教司,中国四大气象科学试验进展,16,1999。

[15] SCSMEX 项目办公室,南海季风试验,40,1999。

[16] 丁一汇、柳艳菊,南海季风试验与南海环境,南海环境与南海资源研讨会,2000 年 9 月 21 ~ 22 日,广州,中国自然科学基金委地学部,2000。

[17] TIPEX 项目办公室,青藏高原地-气系统物理过程及其对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究,1998。

[18] HUBEX 项目办公室,淮河流域能量和水循环试验,24,1999。

[19] 中科院大气物理所,内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用,12,1999。

[20] 中国气象科学研究院,海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究,1999。

[21] 项目办公室,中国短期气候预测系统的研究(1996 ~ 200),24,1996。

[22] 项目办公室,短期气候动力预测模式系统,44,2000。

[23] 项目执行专家组,1996 ~ 1998 年项目进展报告成成果摘要,482,1998。

[24] 项目执行专家组,1996 ~ 1999 年项目进展报告及成果摘要,386,2000。

第四章　近百年全球气候变率

§4.1　全球平均气温

许多研究致力于建立全球平均温度的长序列，但是面临许多具体的困难，主要是早期没有足够多的地面观测台站。德国的 D.G. Fahrenheit 于 1709 年发明酒精温度计，1714 年发明水银温度计，随后一些个人和组织开始进行天气观测，并逐渐扩展到其它一些欧洲国家。“国际气象组织”1873 年成立后开始在全球范围增设一些台站，并制定相应的标准，此后观测资料的覆盖面和观测质量都得到了较大的提高。从 20 世纪 20 年代开始，比较系统的世界天气记录开始收集汇编出版（Clayton，1927），以后许多国家或组织都出版了大量类似的区域的或更大范围的温度记录。80 年代以后，一些研究者对不同来源的资料进行整理、插值，建立了许多全球或半球的平均温度序列，其中最有代表性的是英国 P.D.Jones 的全球格点温度资料和全球、半球平均温度序列（Jones 等，1986）[1]。先用插值法计算全球陆地 5°纬度 × 10°经度网格内各自气温值，再按各网格面积大小加权处理，计算出半球和全球平均气温。后来又用了海面温度，并尽量剔除温度观测方法改变及城市热岛效应所带来的影响，并精细到了 5°纬度 × 5°经度网格，此序列自 1856 年开始。其温度资料可以通过互联网获取（网址：www.cru.uea.ac.uk/cru/data）。其次，是美国 J.E.Hansen 等的序列（Hansen 和 Lebedoff，1987，Hansen 等，1999）[2,3]。首先是把全球划分为面积相等的 80 个大区，各个大区包含 100 个小区，先计算小区的温度，再计算大区及半球和全球平均温度。其资料也可通过互联网方便获取（网址：http://www.giss.nasa.gov/data）。此外，还有前苏联 K.Ya.Vinnikov 等的序列（Vinnikov，1990）[4]。最早是根据北半球单站气温距平手绘等值线，再读出经纬度格点上的值。后来补充南半球资料温度，得到全球平均值。其中北半球的序列向前延伸到了 1841 年。

但是应当看到，早期观测资料代表的地区还是只占地球表面积的

很小一部分。如 Jones 等的全球序列资料的覆盖面在 19 世纪 60 年代不到 18%，20 世纪第一个十年低于 43%，即使到 20 世纪 90 年代，也只有 85% ~ 90%。要想使全球平均温度序列更有代表性，需要减少样本过少带来的误差(Jones，1995)[5]。例如，由于早期台站主要集中在欧洲，如果同样用 1850 ~ 1870 年的台站，则 20 世纪 40 年的全球平均温度比实际值要低 0.5℃(Jones，1986)[1]，因为 40 年欧洲气温并不高。陆地上缺失资料比较多的是高寒和干旱地区，尤其是高纬地区。最近美国国家气候数据中心(NCDC)和二氧化碳信息分析中心(CDIAC)收集和整理了全球范围的历史时期地面天气观测记录，1992 年公布其结果(Vose 等，1992)[6]，即全球历史气候观测网数据集(GHCN)，有平均温度记录的站约 7280 个，有最高最低温度记录的站 4964 个(Peterson 和 Vose，1997)[7]。综合海洋-大气数据集(COADS)也收集了大量海洋船舶温度记录，但都集中在一些繁忙的航运线上，特别是南大洋资料非常稀少。卫星观测几乎覆盖全球范围，这对对流层温度观测是可靠的，可以弥补地面观测对海洋部分缺失的不足，不过只积累了 20 多年的资料(Spencer 和 Christy，1993)[8]。

鉴于海洋的巨大面积及在整个气候系统中的重要性，有很多工作需进行历史时期海洋表面温度资料的整编。比较好的几个连续且覆盖面很大的 SST 资料集有：

①NCEP 的最优内插分析 SST，综合了海洋定位观测及卫星观测(AVHRR 资料)，全球范围，1° × 1°格点，1981 年 11 月开始。

②NCEP 的 EOF 分析 SST。范围从 45°S ~ 65°N，从 1950 年 1 月开始(Smith 等，1996)[9]。

③全球海洋-海冰及海面温度数据集(GISST)。最初从 1982 年开始，经过多次改进，融合了 COADS 资料、英国气象局历史海表温度数据(MOHSST)及进行序列处理后，已经往前延长到了 1871 年(Raynolds 和 Smith，1995，Parker 等，1994)[10, 11]。

④LDEO 分析资料。在 MOHSST 基础上进行分析得到，全球 5° × 5°，时间范围为 1856 ~ 1991 年(Kaplan 等，1998)[12]。

因此，综合陆地气温和 SST 能得到代表性比较好的全球平均温度序列。图 4.1(b)是 Jones 全球平均温度序列。

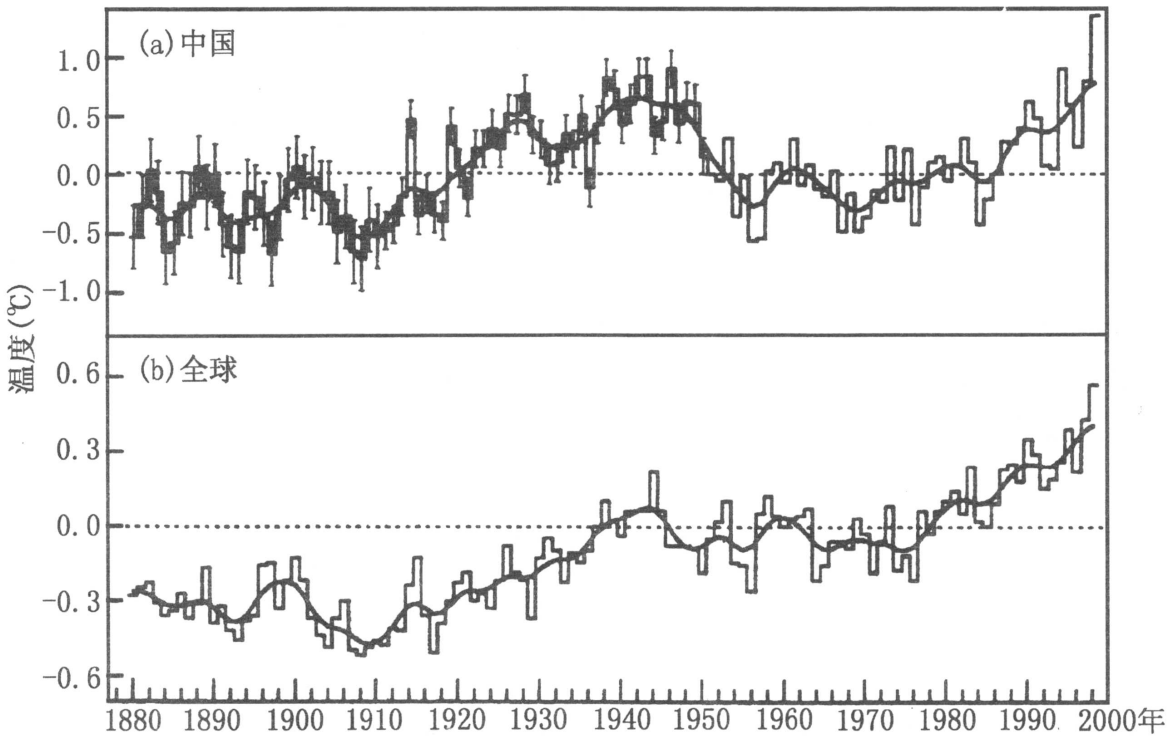


图 4.1　1880 年以来中国与全球年平均温度距平(对 1961 ~ 1990 平均的偏差)[13,14]

§4.2　近百年气温变率

不同的全球平均温度观测记录都表明,从 19 世纪末期到 20 世纪 90 年代,全球平均温度有显著的上升趋势。从 19 世纪后期到 20 世纪末,全球表面温度已经上升了 0.4 ~ 0.8℃,不管是 Jones 的序列,还是 Hansen 及 Vinnikov 的序列,结论很接近。考虑到城市热岛效应的可能影响,选用农村的站计算趋势,在 1880 到 1998 年期间的趋势是 0.70℃/100 年,而用包括大城市在内的所有站计算,则 1880 ~ 1998 年期间趋势为 0.65℃/100 年。Jones 等(1990)[15]及 Easterling 等(1997)[16]都估计城市对全球平均温度趋势的影响不超过 0.05℃/100 年。比观测到的增暖幅度要小一个数量级,因此,对全球温度的增暖估计有很高的可信度。

近百年来全球温度的增暖主要发生在两段时期:一是 20 世纪 10 年代到 40 年代;二是从 70 年代后期开始到现在。前一时期的增暖主要区域是北大西洋及附近地区。而从 40 年代后期到 70 年代中期,北半球大部分地区的温度则有所下降。从 1976 年以来,北半球中高纬度的大陆地区冬季和春季有强烈的增暖趋势,因此年平均温度也表现出

显著的上升，而北太平洋中部，北美大陆东北部及格陵兰、南大西洋中纬度地区等则略微变冷。见表 4.1 和图 4.2。

表 4.1　不同阶段全球温度(陆地气温和海表温度)变化趋势(℃/10 年)(IPCC)

时间范围(年)	1861 ~ 1999	1901 ~ 1999	1910 ~ 1945	1946 ~ 1975	1976 ~ 1999
北半球陆地气温	0.041	0.070*	0.22*	-0.055	0.25*
南半球陆地气温	0.044*	0.063*	0.11	0.064	0.13*
全球气温	0.044*	0.066*	0.18*	-0.00015	0.19*

注：表中“*”表示超过信度水平 99.9%

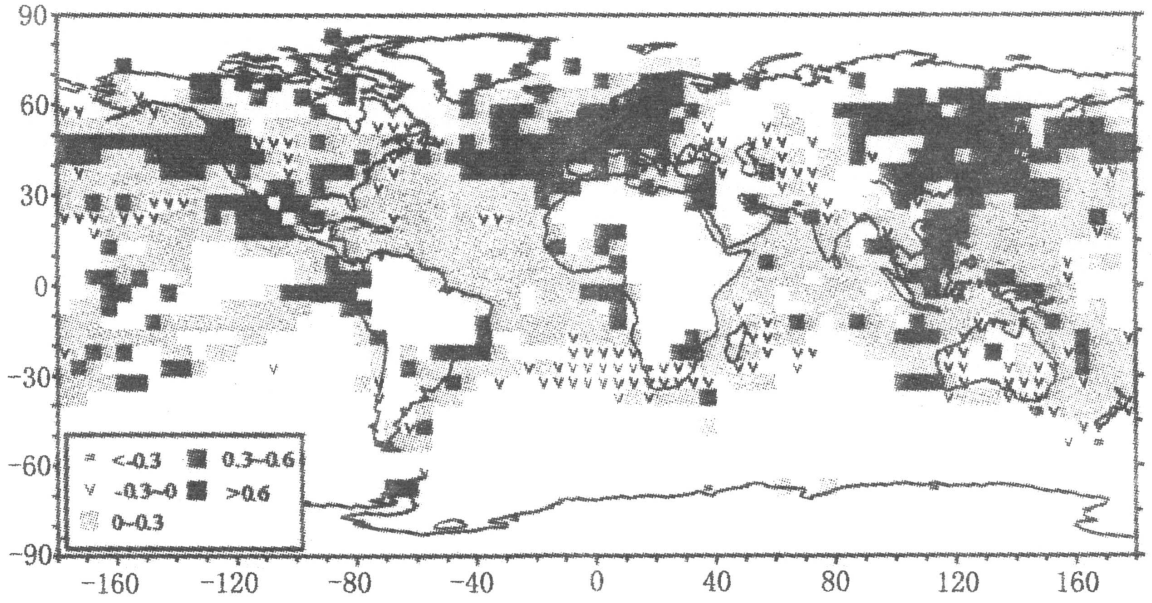


图 4.2　1979 ~ 1998 年平均温度的线性趋势(℃/10 年，空白地区无资料)[14]

特别是最近 20 多年来，增暖的幅度非常大，达到了每百年 2(C 以上，这是自 19 世纪后期以来所没有发生过的。在 90 年代，全球平均表面气温先后在 1990，1995，1997 和 1998 年创最高记录，因此，90 年代也是自有观测记录以来温度最高的 10 年。分析利用代用资料建立的北半球温度序列，发现 1990 年代也是近 1000 年中最暖的一个年代(Jones 等，1998；Mann 等，1998)[17,18]。1998 年全球平均气温比 1961 ~ 1990 年的平均值 14.0℃高出 0.58℃，这个值是目前已知的从公元 10 世纪以来的最高值，而且很可能包括往前更早的一段时期也是如此。从分布上看，1998 年的气温正异常有 3 个地区最突出，包括北美中高纬度地区，亚洲东部及赤道东太平洋地区，见图 4.3。

与全球年平均温度的变化趋势相比，最高和最低温度的变化也有大致相似的特点。全球大部分地区最低温度的上升趋势非常明显，最

高温度也有上升的趋势。不过最低温度的上升趋势是最高温度增加趋势的 2 倍左右，因此，温度的变幅有下降的趋势。不过有些地方也有例外，如新西兰和中欧，最低和最高温度的上升趋势大致相同，在印度由于最低温度的下降，使得温度变幅反而有增大的趋势。

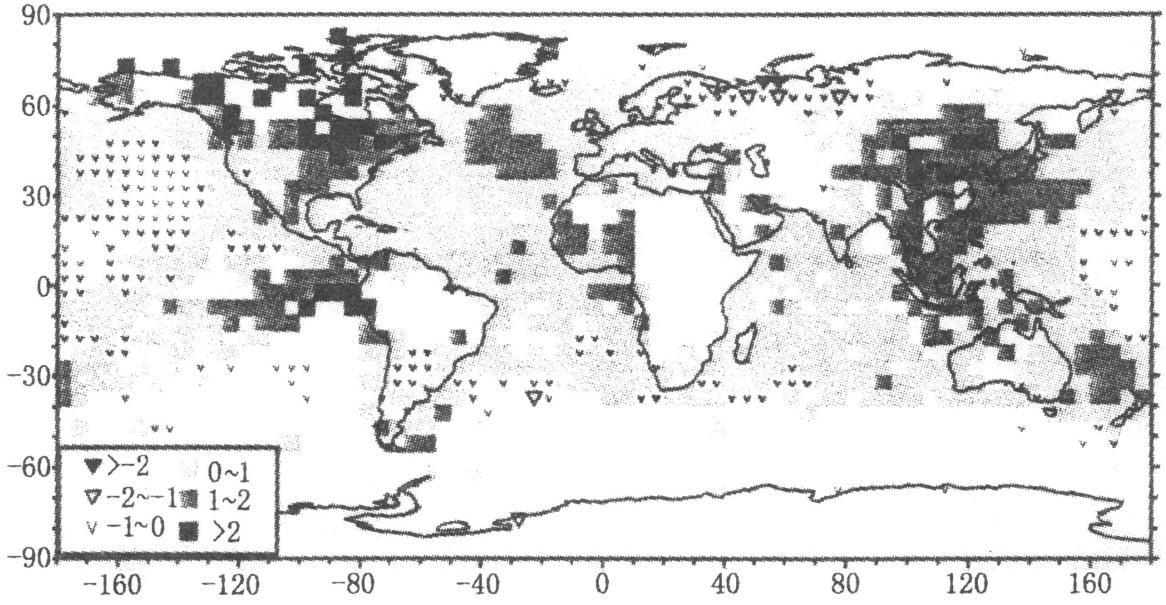


图 4.3　1998 年平均温度距平分布(对 1961 ~ 1990，空白地区无资料)[14]

地面气温或海温只是反映了对流层低层温度状况，而这只是整个大气层中极小的一部分。不过高空缺乏必要的观测，全球探空资料非常缺乏。Angell 等整理了全球范围分布较为均匀、观测时间较长的 63 个站点探空温度资料。大部分温度资料是根据不同气压层之间的厚度计算出来的。1980 年以前的气压高度数据由“每月世界气候资料”获得，1980 年到 1990 年还使用了全球无线观测系统数据(GTS)。1990 ~ 1995 年只用 GTS 资料，以后用 NCAR 资料。考虑面积权重分别计算半球和全球平均(Angell 和 Korshover，1983；Angell，1988，1999)[19~21]。最近，Angell(1999)[22]公布了补充后的分析结果，在 1958 ~ 1998 年间，全球平均对流层底层平均温度变化变暖趋势是 0.14℃/10 年，对流层中层(850 ~ 300hPa)变暖趋势是 0.10℃/10 年，都比只用地面资料的增暖趋势要小些。对流层上层(300 ~ 100hPa)在热带地区有轻微的变暖趋势，但在热带外地区则变冷。平流层底层(100 ~ 50hPa，大致相当于 16 ~ 21km)的温度变化趋势是 - 0.4℃/10 年。全球平均看，1998 年对流层底层和中上层都是最近 40 多年以来最暖的一年。不过，如果把

1997/1998 年的 El Nino 的影响剔除后，则最高值仍然出现在 1990 年(Angell，1999)[22]。其他一些高空资料也有类似的结论，英国气象局对对流层温度变化的估计是 0.16℃/10 年(1961 ~ 1990 年资料)[23]。Oort 和 Liu[24]用了更多的探空资料，约有 800 多个台站，也建立了 1960 年代以来全球平均平流层低层温度(100 ~ 50hPa)，当然，高空温度的变化有很好的连续性，所以台站的增加实际上并不表示其代表的面积范围也相应地成比例增加，增加的站主要还是在大陆上，大洋上同样是没有观测资料。克服覆盖面不全最有效的办法是利用卫星观测，Christy 等(1998)[25]，Spencer 和 Christy(1993)[9]公布了他们利用 NOAA 卫星观测的微波辐射资料(MSU 通道 4，反映 120 ~ 40hPa 整体辐射情况)计算的平流层温度序列，可惜的是资料时间较短。这些序列间都有很高的相关，虽然长短有变化，但相互间相关系数都在 0.84 ~ 0.98 间，也都支持近二三十年里，全球平流层气温一直在下降这个结论(见表 4.2)。

表 4.2　平流层底层气温变化趋势的估计(单位：℃/10 年)

年　份	Angell	Oort 和 Liu	MSU-4
1979 ~ 1995	-1.08	/	-0.33
1979 ~ 1989	-1.57	-0.85	-0.79
1978 以前	-0.38	-0.63	/

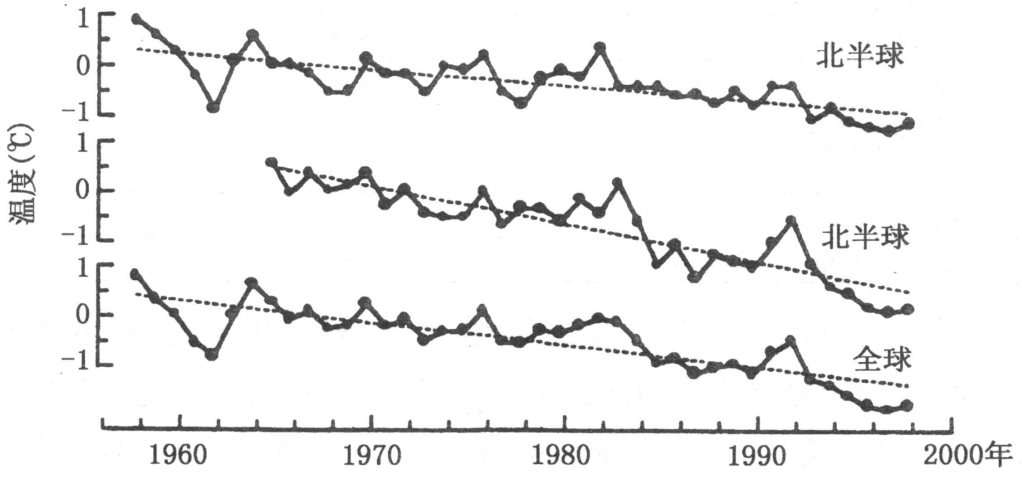


图 4.4　平流层低层温度(100 ~ 50hPa)(Angell，1999)[21]

§4.3　全球陆地降水

降水在时间和空间上的尺度都很小，单站记录代表的区域范围比温

度要小得多,所以要估计全球平均降水就需要大量的观测台站,实际上降水观测资料比温度的要少得多,建立近百年来全球平均降水序列更不容易。最近30多年来,有许多全球降水的估计,对全球平均降水这个基本量的估计都有较大出入,最少的估计只有784mm,最多的有1130mm,取1960年以来近20位作者估计值的平均,是977mm(见表4.3)。

表4.3 全球平均年降水量的估计(Hulme,1995,Legates,1994)[26, 27]

作　　者	年　份	降水量(mm)
Albrecht	1960	940
Knoch	1961	970
Budyko	1963	1000
Mira	1963	1020
Strahler	1964	784
Kessler	1965	1000
Nace	1968	820
Lvovitch	1968	1020
Mather	1969	955
Budyko	1970	1020
Baumgartner, Reichel	1970,1972	950
Schutz, Gates	1972 ~ 1974	866
Marcinek	1973,1976	931
Baumgartner, Reichel	1975	973
Manabe, Holloway	1975	1041
Jaeger	1976	966
UNESCO(误差订正)	1978	1130
Jaeger	1983	1000
Legates, Willmott	1987,1990	1027
Legates, Willmott(误差订正)	1987,1990	1123

降水记录绝大部分都是在陆地上,目前长的陆地平均降水序列可以往前延伸100多年。Bradley等(1987)[28]用北半球近1500个站的降水观测记录,将每个站的降水换算为 γ 分布的百分位数,再插值到网格上,最后合成为北半球平均值,这样建立了北半球陆地平均降水序列,此序列往前到了1850年,后来Eischeid等(1991)[29]补充资料,重新计算了全球陆地降水。另外Hulme[30]也整理了全球陆地降水,首先由全球观测站点降水整理成格点平均降水,再计算出全球平均陆地降水量,此资料集开始于1900年(此全球格点资料可以通过互联网获得,

网址:www.cru.uea.ac.uk/cru/data)。不过早期资料的不确定性仍然较大,一个原因是早期资料少,Hulme 使用的降水测站 20 世纪初期有 1378 个,而在 60 年代,则有 5759 个;另外各地降水观测仪器不一致,互相间存在偏差,有些台站不同时期的观测仪器也多次变更,这种仪器带来的系统偏差可以进行修正;此外,高纬降雪的观测可能也有较大的误差。考虑到这些因素,较为可靠的资料还是从 20 世纪 40 年代以后。上述这两个序列中使用的资料有 80%左右是相同的,因此,两者变化也大体上一致。见图 4.5。除了上述工作外,近来还有其它研究者致力于全球降水资料的整理,如 Dai(1997)[31],不过海洋上仍然是空白。结合卫星遥感资料及观测,目前有覆盖全球的降水资料(如 Xie-Arkin 资料),但可惜时间很短,不足以分析长期趋势及年代际变化。

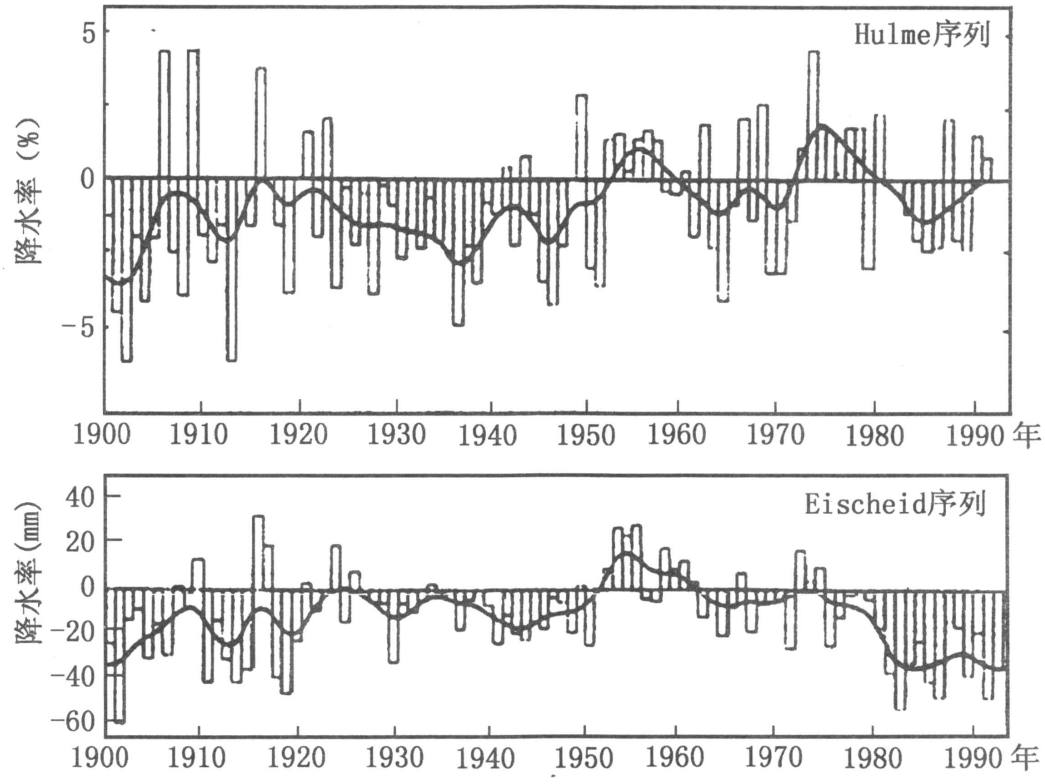


图 4.5　全球陆地平均年降水量(引自 Hulme 1995)[26]

§4.4　近百年降水变率

根据 Hulme 序列计算,20 世纪全球陆地平均降水有轻微的上升趋势,大约增加了 1.6%,如果换算成对全球平均温度的变化率,则为

+3.2%/℃,这个值与许多气候模式模拟的结果上限接近(+0.4%~+3.0%/℃)。考虑到降水序列本身存在的不确定性较大,近百年来全球平均降水趋势可能达不到这个数。从半球或纬圈平均来看,20 世纪降水的差异是显著的。南半球陆地降水表现出弱的上升趋势,在 70 年代中期降水为极大值,此外在 10 年代后期到 20 年代初也是一段比较湿润的时期。北半球中纬度地区降水没有明显的长期趋势。但在北半球热带地区与高纬度地区的降水都有显著的年代际变化,且有相反的趋势:在 40 到 50 年代,高纬度地区降水偏少,而热带地区则是 1900 年以来降水最多的一段时期;70 年代以来高纬度地区降水持续偏多,而热带地区则是 20 世纪最干的一段时期。

全球陆地降水在不同区域的差别更大,见图 4.6 和表 4.4。Dai 等(1997,1998)[31,32]利用 EOF 分析了全球陆地降水,指出不同尺度的空间特征对应的时间序列差异很大,而且年代际特征明显。Hulme(1996)[33]分析了 20 世纪全球范围 9 个有代表性的干旱或半干旱地区的降水变化特征,发现这 9 个地区没有一致的变湿或变干的线性趋势,不过在萨赫勒地区降水有明显的下降趋势,约为 -21%/100 年;巴塔哥尼亚地区有明显的增加趋势,约为 18%/100 年;澳大利亚的降水也有显著减少趋势,约为 -14%/100 年。降水的变化与温度间的关系可能比较复杂,因为这些区域近百年来都在变暖,但降水的变化却没有一致的特征。

表 4.4 全球 9 个干旱及半干旱地区 20 世纪降水变化(Hulme,1998)[33]

	区域									1~9 月平均	全球陆地
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
1961~1990 年降水(mm)	483	297	254	237	451	486	457	375	340	359	999
降水趋势(mm/100 年)	17.7	6.1	5.2	-14.9	-96.8#	0.6	-26.5	52.4	62.6*	-11.1	30.6#
温度趋势(℃/100 年)	0.59*	0.88#	1.27#	0.55#	0.21	0.47	0.93#	0.65*	0.28	0.65#	0.52#
年降水与温度相关	-0.11	-0.11	-0.02	-0.34#	-0.35#	-0.27	-0.50#	-0.20	0.06	-0.20	0.36#
算相关资料长度(年)	95	95	86	95	95	37	94	88	94	95	95

区域中的序号 1 表示美国西南部;2 表示亚洲西南部;3 表示东亚中部;4 表示非洲北部;5 表示非洲萨赫勒地区;6 表示非洲之角地区;7 表示非洲南部地区;8 表示澳大利亚;9 表示南美南部的巴塔哥尼亚地区。

表示达到显著水平 99.9%;* 表示达到显著水平 99%

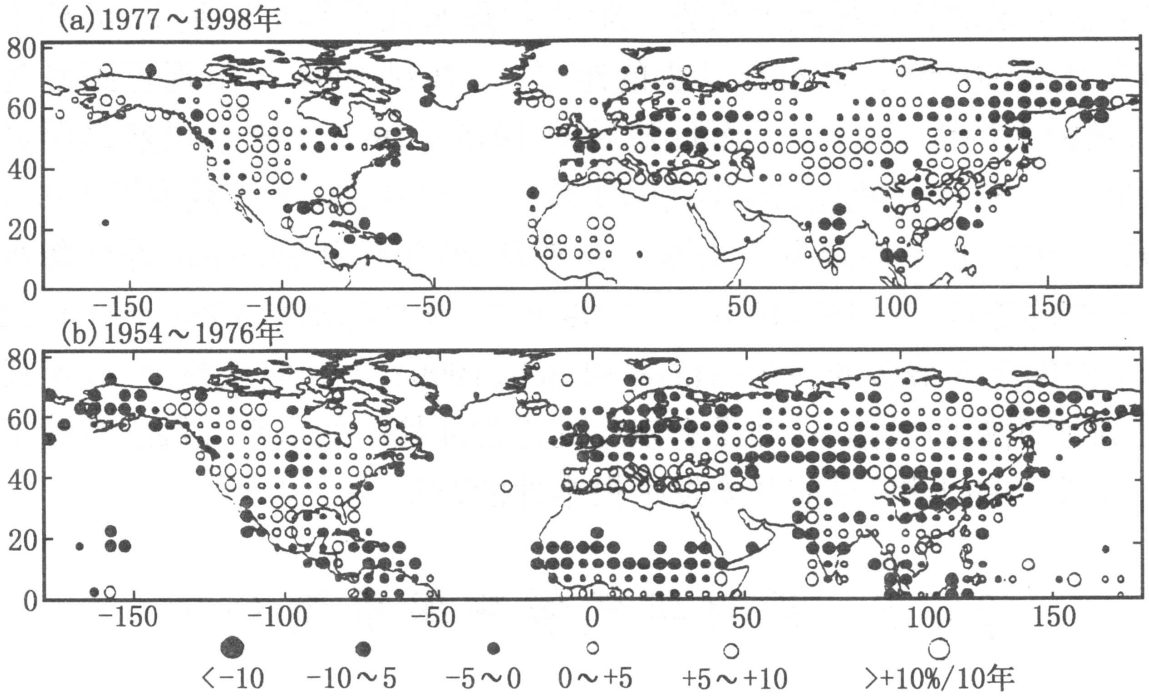


图 4.6 北半球 68 月降水量的线性趋势(引自文献[34])

近百年干湿变化最剧烈的年代际变化出现在 Sahel 地区,特别是自 60 年代后期开始,由于降水减少,出现了严重的干旱。图 4.7 给出了几个不同的 Sahel 降水序列,为方便比较都以 1951～1980 年为参考进行了标准化处理。这些长的序列清楚地显示出 Sahel 降水的波动性

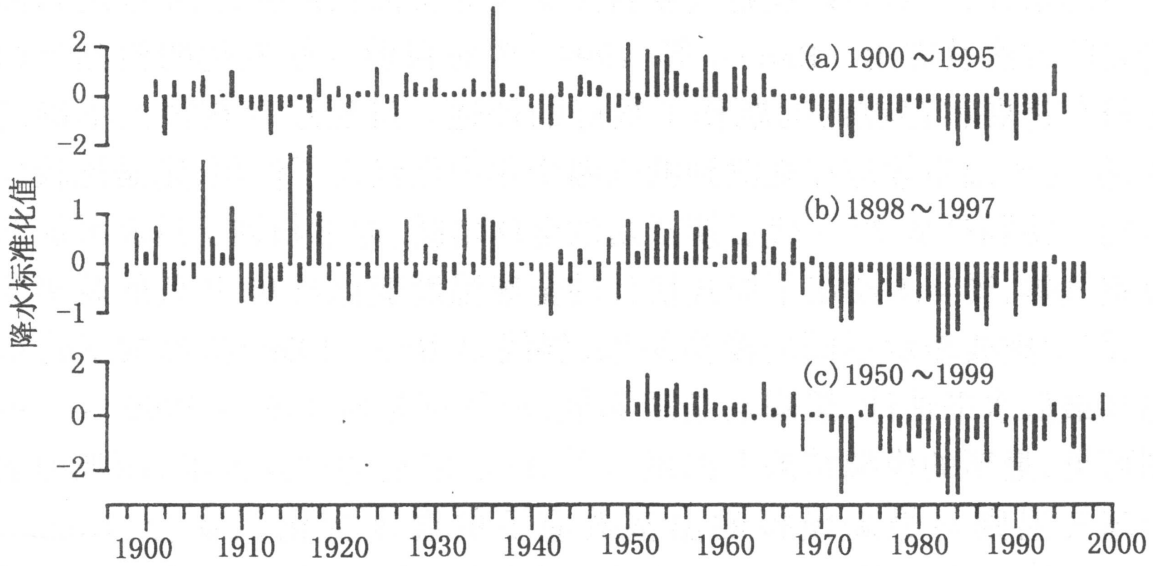


图 4.7　Sahel 地区雨季降水量

图中:(a)20～10°N,15°W～30°E 平均 6～9 月降水量(引自 Hulme,1992)[35];
(b)20～8°N,20°W～10°E14 个站平均 6～9 月降水量(引自 Janowiak,1988)[36];
(c)10～20°N,18°W～20°E 平均 7～9 月降水指数(引自 Thiaw 和 Bell,1999)[37]

和近百年来的显著的减少趋势。50 年代降水几乎都是正距平，而整个 70 年代及 80 年代，降水都是负的距平，一直到 1994 年出现正距平为止，负距平持续了 23 年。而且随后的 1995 ~ 1997 年降水仍然是明显偏少。与 50 年代相比，70 年代降水减少了 51%，80 年代减少了 53%，1990 ~ 1995 年平均减少了 45%。虽然从 80 年代开始，Sahel 地区降水有增加的趋势（+12%/10 年）。1999 年 7 ~ 9 月降水是 1968 年以来 32 年中同期降水最多的一年（Thiaw 和 Bell，1999）[37]。但从整个 90 年代看，降水仍然明显偏少，并没有恢复到正常或偏多的水平，因此，持续了近 30 多年的干旱，目前并未发生根本性的改善。

§4.5 近百年气候变率机制分析

近百年来的气候变化最突出的特点是显著的增暖趋势。80 年代人们特别强调人类活动的温室效应的可能影响。IPCC1995 报告[38]指出，近一个世纪观测到的地球表面温度的变化不能仅仅用自然变化来解释，当然要区分自然和人为因子还很困难。对气候变化的信号检测和归因研究，主要集中在三个方面：一是改进基于模式的人类活动影响信号的估计；二是更好理解气候自然变率的特征及强度；三是改进归因研究的方法及应用。Barnett 等（1999）[39]对目前气候变化的检测与归因研究进展和存在的问题作了很好的评述。虽然还存在很大不确定性，但对于温室效应在观测到的气温变化中已经起了作用，则是比较公认的。特别是从 70 年代后期开始的全球增暖，通常归因于迅速增加的温室气体，图 4.8 给出了模式估计的全球温度变化及 90 年代的观测变化，图中虚线表示不同的模拟结果，斜线是 IPCC（1996）给出的变化最高和最低水平估计，黑圆点是观测值，距平都是对 1961 ~ 1990 年。由图可见，最新的模拟结果大都超出了 IPCC 以前的估计范围，而观测的全球气温则与最新模拟的温室效应下的温度变化很吻合（Hulme，1999）[40]。不过，另一个迅速增暖的时期（20 年代到 40 年代），却超前于二战后迅速增强的人类活动，并不能用温室效应来很好地解释。Delworth 和 Knutson（2000）[41]的模拟研究表明，20 世纪早期的这次变暖，与人类活动有关的辐射强迫及海洋-大气系统的年代际变化有关。

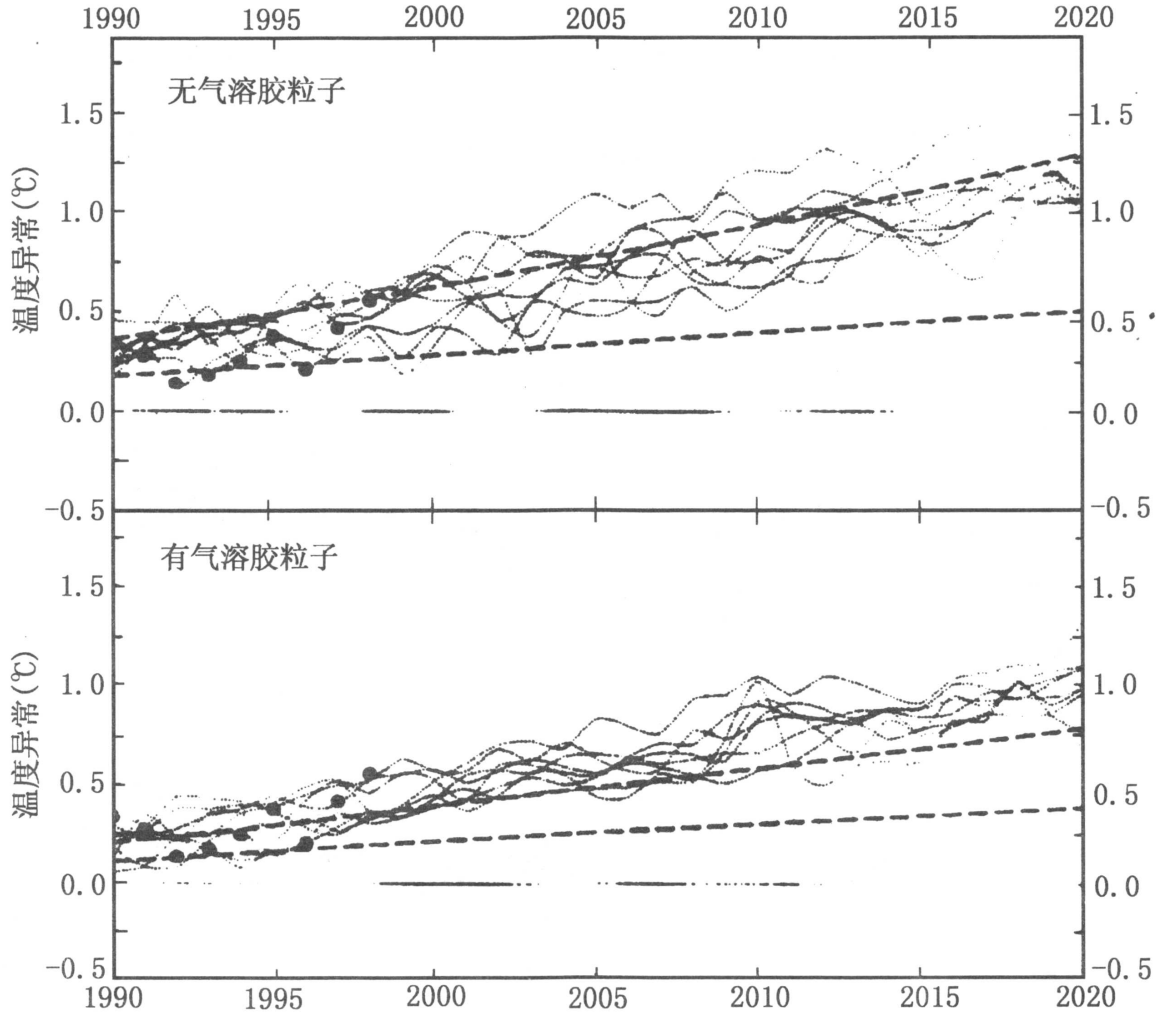


图 4.8　模拟的全球平均表面气温距平(引自 Hulme,1999)

除了温室强迫外,近来气候系统内的自然变化也得到重视。图 4.9所示的是 1935 ~ 1996 年用环流因子(NAO,SO)拟合的 20 ~ 90°N 北半球 12 ~ 3 月气温。Hurrell(1996)[42]指出最近北大西洋海表温度(SST)的变冷及欧亚大陆的变暖,几乎全可由北大西洋涛动变化解释,而北半球中高纬地区年平均气温年际变率的近三分之一也可由北大西洋涛动变化得到解释;Yulaeva 和 Wallace(1994)[43]发现全球低纬和中高纬对流层温度都与 ENSO 有很好的对应关系,只是气温响应时间比 ENSO 约落后 3 个月,而且低纬响应幅度大,中高纬响应幅度小。根据近百年来温度和 ENSO 指数资料,发现 ENSO 对热带、热带外地区及全球温度有显著影响,但主要是年际时间尺度上变率的影响。近百年资料表明 ENSO 能解释同期全球年平均温度方差的 14% ~ 16% 左右。如果考虑 ENSO 对温度影响滞后 1 ~ 3 个季的特征后,则 ENSO 对全球

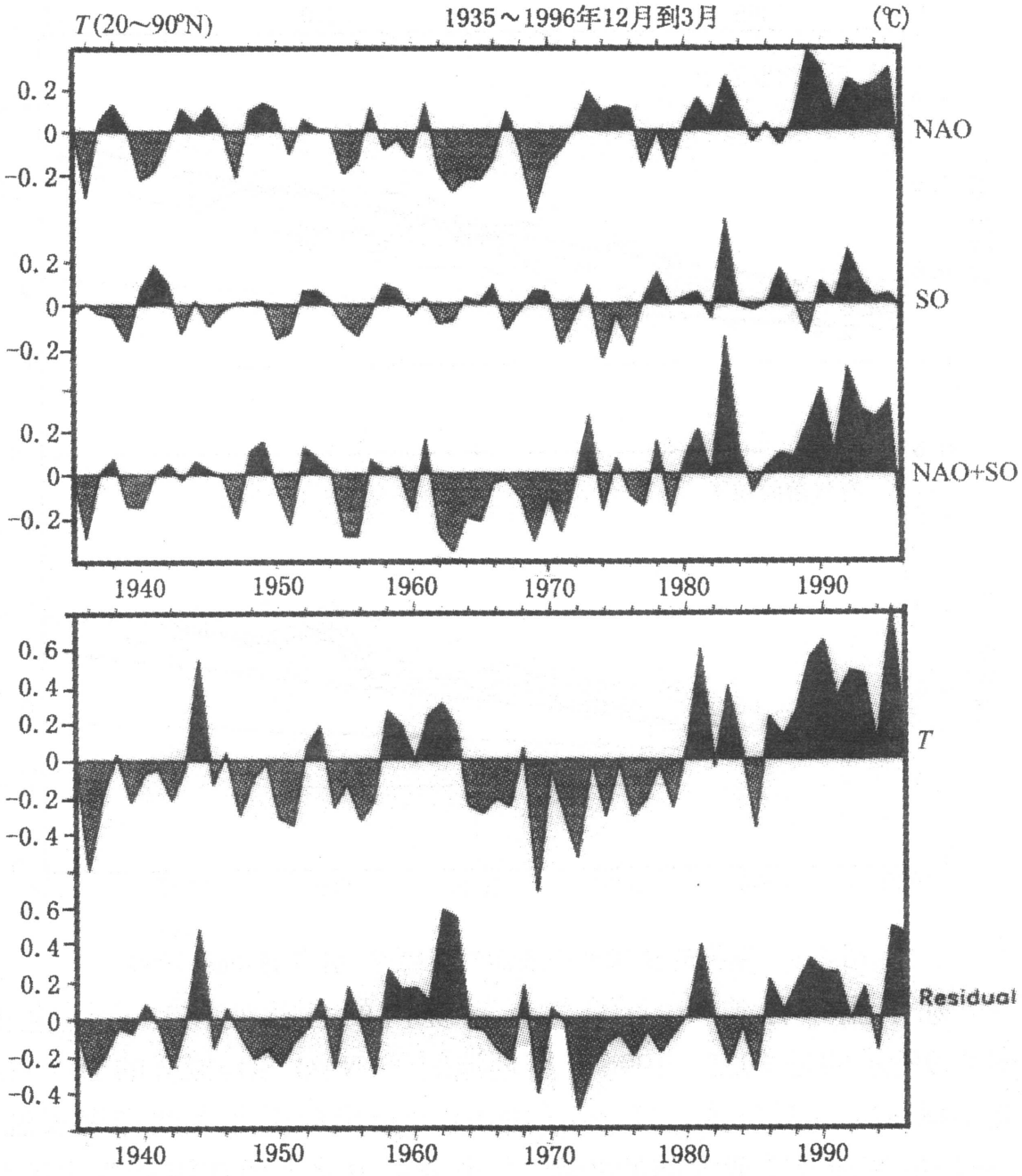


图 4.9　1935 ~ 1996 年用环流因子(NAO,SO)拟合的 20 ~ 90°N 北半球 12 ~ 3 月气温(引自 Hurrell,1996)

年平均温度方差的解释率能达到 20.6%。ENSO 对全球温度的影响还有明显的季节差别,12 ~ 2 月和 3 ~ 5 月的影响最大,能解释温度变化的 27.8%和 23.8%,6 ~ 8 月及 9 ~ 11 月则较低,分别只能解释 18.1%和 15.8%(龚道溢和王绍武,1999)[44]。Wallace 等(1995,1996)[45,46]认为 IPCC 所评估的最近的加速增暖部分主要是由 ENSO 和北大西洋涛动的年代际变化分量所造成的。因此,70 年代以来的全球变暖,可

能与北极涛动处于强西风位相以及 El Nino 处于多发期有很大关系。

参 考 文 献

[1] Jones P. D., Raper R., Bradley R. S., Diaz H. F., Kelly P. M., Wigley T. M. L., Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851 – 1984, *J. Climate App. Mete .*, **25**:161 – 179,1986.

[2] Hansen J. E., Lebedoff S. Global Trends of Measured Surface Air Surface Temperature, *J. Geophysics Research* ,**92**:13345 – 13372,1987.

[3] Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M., GISS analysis of surface temperature change, *J. Geophys. Res .*,**104**: 30997 – 31022,1999

[4] Vinnikov K. Ya, Groisman P. Ya., Lugina K.M, The Empirical Data on Modern Global Climate Changes(Temperature and Precipitation), *J. Climate* ,**3**:662 – 677,1990.

[5] Jones P. D., Land surface temperatures – Is the network good enough? *Climatic Change* ,**31**:545 – 558,1995.

[6] Vose R. S., Schmoyer R. L., Steurer P. M., et al., The Global Climatology Network: Long-term Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data. ORNL/CDIAC – 53, NDP – 041, Carbon Dioxide Analysis Center,100,1992.

[7] Peterson T. C., Vose R. S., An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database, *Bull. Amer. Met. Soc .*, **78**(12):2837 – 2849, 1997.

[8] Spencer R.W., Christy J.R. Precision Lower Stratospheric Temperature Monitoring with the MSU: Validation and Results 1979 – 1991, *J. Climate* ,6:1194 – 1204,1993.

[9] Smith, T. M., R. M. Reynolds et al., Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functons, J. Climate, **9**: 1403 – 1420, 1996.

[10] Reynolds R. W., Smith T. M., A high-resolution global sea surface temperature climatology, *J. Climate* ,8:1571 – 1583,1995.

[11] Parker D. E., Jones P. D., Folland C. K., Bevan A., Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century, *J. Geophy. Res .*, **99**: 14373 – 14399,1994.

[12] Kaplan A.,Cane M. A., Kushnir Y. et al., Analyses of global sea surface temperature 1856 – 1991, *J. Geoph. Res .*, **103**:18567 – 18589,1998.

[13] Jones P. D., Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993, *J. Climate* , 4:1794 – 1802,1994.

[14] 龚道溢、王绍武,1998 年:近百年来中国最暖的一年,气象,**25**(8):1 – 3,1999。

[15] Jones P. D., Groisman P. Ya, Coughlan M. et al., Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land, *Nature* ,347:169 – 172,1990.

[16] Easterling D. R., Horton B.,Jones P. D. et al., Maximum and minimum temperature trends for the globe, *Science* ,**277**:364 – 377,1997.

[17] Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P., Tett S. F. B., High-resolution palaeoclimatic record for the last millennium: interpretation, integration and comparison with GCM control – run temperatures, *The Holocene* ,8:455 – 471,1998.

[18] Mann M. E., Bradley R. S., Hughes M. K., Global-scale temperature pattern and climate forcing over the past six centuries, *Nature* ,**392**:779 – 787,1998.

[19] Angell J. K., Korshover J., Global temperature variations in the troposphere and stratosphere, 1958 – 1982, *Monthly Weather Review* ,**111**:901 – 921,1983.

.[20] Angell J. K., Variations and Trends in Tropospheric and Stratospheric Global Temperature,1958 – 1987, *J. Climate* ,1,1297 – 1313,1988.

[21] Angell,J.K., Comparison of surface and tropospheric temperature trends estimated from a 63 – station radiosonde network, 1958 – 1998, *Geophys. Res. Lett* ., **26**:2761 – 2764,1999.

[22] Angell J. K.,Global, hemispheric, and zonal temperature deviations derived from radiosonde records, In Trends Online: A Compendium of Data on Global Change, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.,1999.

[23] Parker D. E., Gordon M., Cullum D. P. N., Sexton D. M. H., Folland C. K., Rayner N., A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends, *Geophys. Res. Lett* .,**24**:1499 – 1502,1997.

[24] Oort A. H., Liu H., Upper-air Temperature Trends Over the Globe, 1958 – 1989, *J. Climate* ,6:292 – 307,1993.

[25] Christy J. M., Spencer R. W., Lobi E. S., Analysis of the merging procedure for the MSU daily temperature time series, *J. Climate* ,11:2016 – 2041,1998.

[26] Hulme M., Estimating Global Changes in Precipitation, *Weather* ,**50**(2):34 – 42,1995.

[27] Leagates D. R., Global and terrestrial precipitation: A compartive assessment of existing climatologies, Int., *J. Climato* ., **15**(3):237 – 258,1995.

[28] Bradley R. S., Diaz H. F., Eischeid J. K. et al., Precipitation fluctuations over Northern Hemisphere land areas since the mid – 19th century, *Science* , **237**:171 – 175,987.

[29] Escheid et al., A comprehensive precipitation data set for the global land areas, DOE Technical Report No. TR051,81,1991.

[30] Hulme M., A 1951 – 1980 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models, *Climate Dynamics* ,7:57 – 72,1992.

[31] Dai A., Fung I. Y., Del Genio A. D., Surface observed global land precipitation variations during 1900 – 1988, *J. Climate*, 10:2943 – 2962, 1997.

[32] Dai A. G., Trenberth K.E., and Karl T.R., Global Variations in Droughts and Wet Spells: 1900 – 1995, *Geophy. Res. Letters*, **25**(17):3367 – 3370, 1998.

[33] Hulme M., Recent Climatic Change in the World's Dryland, *Geophy. Res. Letters*, **23**(1):61 – 64, 1996.

[34] Gong D. Y., Wang S. W., Severe summer rainfall in China associated with the enhanced global warming, *Climate Research*, in press, 2000.

[35] Hulme M., Rainfall changes in Africa: 1931 – 1960 to 1961 – 1990, Int, *J. Climato*., **12**:685 – 699, 1992.

[36] Janowiak J. E., An investigation of interannual rainfall variability in Africa, *J. Climate*, 1: 240 – 255, 1988.

[37] Thiaw W. M., Bell G. D., Assessment of the 1999 Sahel Summer rains, In Proceedings of the Twenty-fourth Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, US Department of Commerce, NOAA/NCEP, Tucson, Arisona, Nov.5 – 9, 23 – 24, 1999.

[38] IPCC, Climate Change 1995: the science of climate change. Houghton J T, Meira Filho F G T, Callander B A, Maskell K (eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 1996.

[39] Barnett T. P., Hasselmann K, Chelliah M. et al., Detection and attribution of recent climate change: a status report, *Bull. Ame. Mete. Soc*., **80**(12):2631 – 2659, 1999.

[40] Hulme M., Global Warming, *Progress in Physical Geography*, **23**(2):303 – 311, 1999.

[41] Delworth T. L., Knutson T. R., Simulation of early 20th century global warming, *Science*, **287**:2246 – 2250, 2000.

[42] Hurrel, J. W., Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere, *Geophy. Res. Lett*., **23**(6):665 – 668, 1996.

[43] Yalaeva E. and J. M., Wallace The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit, *J. Climate*, 7: 1719 – 1736, 1994.

[44] 龚道溢、王绍武,近百年全球温度变化中的 ENSO 分量,地球科学进展,**14**(5):518 – 523, 1999。

[45] Wallace J. M., Y. Zhang and J. A. Renwick, Dynamical contribution to hemispheric temperature trends, *Science*, **270**:780 – 783, 1995.

[46] Wallace J. M., Y. Zhang and L. Bajuk, Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature, *J. Climate*, 9:249 – 259, 1996.

第五章 中国的气候学研究

§5.1 20世纪气候学研究的发展

20世纪中国气候学的研究大体上可以分为四个时期;50年代以前属于早期,是开创阶段;50年代到60年代为中期,是发展阶段;70年代到80年代为后期,是继续发展阶段;80年代末以后为近期,是巨大变革时期。

早期中国气象学的研究中气候学占很大比重。1955年出版的《中国近代科学论著丛刊》(气象学)[1]所收录的25篇论文中7篇为气候学研究,在10篇天气学研究中低气压、台风、寒潮、气团等有关天气气候研究就占6篇,而8篇动力学论文中又有5篇谈到季风、大气活动中心及平均气流。因此,反映1919~1949年气象学的重要研究论文中有72%与气候有关。这一段时期对中国气候(卢鋈)、季节(张宝堃)、气候区划(卢鋈、张宝堃)、台风(李宪之)、寒潮(李宪之、卢鋈)、气团(涂长望、张丙辰)、季风(竺可桢、涂长望、黄仕松)、平均气流(陶诗言、高由禧)、长期预报(涂长望)与气候变迁(竺可桢)均有了一定的系统性研究。例如认识到中国的气候特征是大陆性季风气候,对控制中国气候的大气活动中心,中国气温、降水量年变程及极端值均有了初步的了解,对影响中国的气团、平均流场以及天气气候系统,如台风、梅雨、寒潮也进行了大量的研究,其中对台风路径、寒潮类型、气团性质等的结论,至今仍证明是正确的。对于中国气候与南方涛动关系的研究现在对气候预测仍有指导意义。应该说通过这些工作对中国气候已经有了一个基本的认识。

50年代,我国建立了比较完善的气象观测网,气候学研究进入一个发展时期。主要成果有以下几个方面:

①对东亚季风进行了系统的研究,1962年出版了高由禧等著的《东亚季风的若干问题》[2]。这在当时是第一本有关季风的专著,对东

亚季风作了比较全面的分析。

②1953年及1955年分别出版了《中国气候图集》上、下册。这可能是我国最早的较为完善的气候图集。

③1956年发表了《中国气候区划草案》，1959年发表了《中国气候区划初稿》。这个区划采用四级分区，第一分区用干湿做标准，第二、三级用冷暖为主要标准，第四级用气候类型做标准。全国分为7大气候区和28个副区。这也是我国第一次系统地进行全国气候区划工作。

④气候志的编写有了很大发展，先后出版了河北省气候志(1958)、东北区气候(1957)、西藏高原气候(1959)等等多种大区、省与自治区、及大城市的气候志。

⑤杨鉴初、王鹏飞、徐近之等对近代及历史时期的气候变化进行了分析。1973年竺可桢发表了具有里程碑意义的《中国近五千年来气候变迁的初步研究》[3]一文。这篇文章对五千年来中国的气候变化作了详细分析，第一次给出一条代表中国气温变化的曲线，为下一阶段广泛开展气候变化研究打下了基础。

⑥长期天气预报(现在称为短期气候预测)有了广泛发展。初期预报业务以学习苏联的方法为主，如划分自然天气周期、自然天气季节、研究韵律、环流型等。但是，同时已开始利用统计方法作预报，杨鉴初的“历史演变法”根据单站要素变化作预报就很有特色。

60年代中后期到70年代后期，由于社会的原因，气候学的研究受到很大影响。但是，经济建设的需要与国际上科学的发展还是影响了我国气候学的研究。70年代以后有两项研究取得了较大的进展。一是统计预报。大型电子计算机已经逐渐普及。因此，统计预报有了快速的发展。在70年代初中国也生产了小型计算机，同时国外的统计学研究成果也逐渐传到国内。所以，从70年代初期开始在中国形成了一个统计预报研究的高潮。经过大约10年左右的普及、发展，统计学方法在气候研究中得到了广泛的应用。同时，计算机的使用也逐渐进入日常研究工作。这为以后的气候学研究打下了很好的基础。不少80年代乃至90年代初发表的气象统计书籍[4]，都是在这段时期积累基本资料才完成的。70年代中气候学的另一项工作是历史气候研究。由于60年代到70年代国际范围多次出现气候异常。因此，也刺激了国

内气候变化的研究。70年代中期由国家气象局气科院主持,北京大学及南京大学主办,组织了两次协作,根据史料研究历史时期的旱涝,最后出版了《中国近五百年旱涝分布图集》(1981)[5]。这本图集把定性的有关旱涝的史料化为旱涝级,给出公元1470年到1979年共510年逐年旱涝分布。这项工作推动了国内气候变化的研究[6,7],图集的出版在国际上也有强烈的反映。

但是,80年代末以后受到国际上气候革命的影响,我国的气候学研究也面临着巨大的变革。首先,国际上关于人类活动对气候影响的研究已经如火如荼地展开了。早在1979年就召开了第一次世界气候大会,1990年又召开了第二次大会。用气候模式研究大气中温室气体增加可能造成的气候影响已经成为一个潮流。为了填补中国的空白,曾庆存等大气物理研究所的研究人员,研制了IAP 2层大气模式,后来又发展了9层乃至更多层的模式,以及大洋模式。中国气象局、国家海洋局也发展了自己的模式。对CO_2浓度加倍的影响提出了自己的数据。以后,国家科委又组织了许多大型研究项目。例如,国家科委在"八五"期间就组织了《全球气候变化预测,影响和对策研究》的攻关项目,全面地研究了中国的古气候变化、近代气候变化、温室效应气候影响的模拟及对未来年气候变化的预测问题。为中国制定全球气候变暖的政策方面提供了科学依据[8]。

1987年中国成立了国家气候委员会,一方面制定了中国的气候研究计划,另一方面组织有关科学家编写了国家气候蓝皮书,并于1990年出版[9]。这本书对我国的气候特征、气候资源、重大气候灾害问题、未来的气候变化以及对策作了全面的论述。此书近50万字,包括约40篇背景材料,反映了现代社会发展对气候学的要求。此书在对气候灾害的分析就不仅限于温室效应对气候变化的影响,而且也包括西北及华北干旱、我国东部的低温和旱涝等我国面临的重大气候问题。在对策方面,着重对趋利避害、防御自然灾害,减少人类活动带来的恶劣影响,以及如何考虑这些因素制定长远的规划提出了宝贵的建议。当时尚没有可持续发展的概念。但是书中已包含了不少有关可持续发展的内容,这是难能可贵的。

80年代中期国际上用大气环流模式或海洋-大气耦合模式作月-季

尺度气候预测也提到议事日程。大部分国家是用中期预报模式作月的延伸预报。中国科学院大气物理所、国家气候中心等单位，先后作了月、季平均环流及降水的延伸预报试验。为了进一步加强、改进短期气候预测，1996 年建立了“短期气候预测系统的研究”的“九五”重中之重攻关项目。这个项目集中了全国数百名研究人员及从事预报业务的专家，组织攻关。计划在 2000 年初步建成我国的短期气候预测系统。这个系统包括国家所有的各种 GCM，从 AGCM 到 O-ACGCM，以及各种 ENSO 预报模式，充分吸收总结了我国的长期预报经验。而且还有气候影响研究及气候服务的内容，同时项目还包括中国 7 个大区的地方气候预测，目前项目已取得了一批重要成果，在 1998 年长江洪涝预测中起到了良好的作用。这是我国短期气候预测 40 多年来成果的结晶。同时，国家攀登项目《气候动力学与预测理论》研究在“八五”期间已取得了丰硕的成果。1998 年《国家重点基础研究发展规划》又设立了“我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究”项目。此外，国家自然科学基金还支持了不少有关气候的重大、重点及一般项目。气候学研究目前已成为大气科学研究中最有力的一个分支。相信这些工作将使我国的气候学研究面目一新，为国家经济建设作出更大的贡献。

§5.2　中国气候志与气候区划研究[①]

我国最早的气候志是竺可桢在 1932 年出版的《科学之南京》一书中写的“南京之气候”一文。论文包括概论、温度、雨量、湿度、风、云和天气之变动等 7 个部分，概论中主要讲地理位置和气压分布对南京气候的影响，天气之变动中主要讲风暴（气旋、暴雨和台风）。文中把南京气候与世界同纬度相比较，注意联系农业实际，是一篇比较典型的气候志式的论文。

我国最早成书的全国性气候志，是卢鋈编著的《中国气候总论》，1947 年出版，1954 年修订再版。全书分九章，第一章地理环境，第二章大气之运行，第三章季风性质和锋面活动，第四章大气扰动（气旋、台

① 引自《20 世纪科学大典》大气科学卷，中国气候志（林之光）与中国气候区划研究（丘宝剑）两个条目。

风、雷雨),第五至七章分别为,温度、湿度、雾、霾、云量和日照、雨量。第八章气候变化和长期预告。第九章气候区划。全书文字优美(易懂的文言文),内容丰富,分析深入,受到读者喜爱,曾重印多次。

1957年出版的陈世训的《中国的气候》,得益于50年代气象台站大量增加,气象资料逐渐充实。全书分为三篇,第一篇气候形成因素,包括地理环境,大气环流和主要天气系统,第二篇气候要素和重要天气现象,第三篇专述8个分区的气候特征。即东北、华北、长江流域、华南,云贵高原,西北、新疆和青藏高原区。

1962年朱炳海近50万字的《中国气候》的出版,使气候志的水平又达到了一个新的高度。这是因为,第一,中国天气和气候的研究成果不断涌现;二是由于为社会主义经济建设服务,增加了许多新的内容,如水汽源地和输送,农业指标温度问题,太阳总辐射分布,自然蒸发和水分平衡问题等等;三是气候资料的更加丰富,使得本书下编地方气候分论(上编为中国气候总论)内容更为充实丰富,且在所分的7个分区中得以再进一步分区叙述。这7个分区是,东北、蒙新、黄河流域(包括淮北)、长江流域(包括淮南)、四川盆地和贵州、华南、云南高原和横断山区,以及青藏高原区。

80年代出版的张家诚和林之光主编的《中国气候》[10](上海科技出版社)和盛承禹主编的《中国气候总论》[11](科学出版社),反映出了我国气候志的重大新进展。《中国气候》重点在深入揭露各种气候要素的时空分布规律。例如对地理和气候因子对各种气候要素和天气现象年变化和日变化的影响,作了比较全面系统的总结,这在国内外过去气候专著中是没有过的。此外地形对气候影响的研究也相当深入,例如指出山脉地形对我国季气温分布的三个主要影响区域,即东北、华北的地形性焚风暖脊,新疆准噶尔盆地大冷湖,以及四川盆地暖湖和川西、云南大温室。此书后来在台湾出版繁体字本,在美国出版改编英文版。《中国气候总论》则加强和突出了物理气候和应用气候等方面内容。例如第一章讲辐射平衡,热量平衡和水分平衡,第二章讲东亚大气环流和自然季节,第三章总结了我国5种重要天气气候,也有新意。第五章则总结了我国6种灾害性气候。第八章是中国某些气候现象与经济建设的关系,把应用气象独立成章收进气候志,本书也是创举。

目前我国规模最大，内容最丰富的全国性气候志，当是气象出版社1990～1991年出版的《中国气候丛书》[12]，全书分总论、东北、内蒙古、黄土高原、华北平原、新疆、青藏高原、西南、长江中下游和华南气候共10个分卷，共294.6万字。该丛书除了吸收以上两本大型气候志的长处外，特别注意突出了应用气候和当地地方性气候两个重要方面，更好地反映了当地气候的特殊性和加强为当地经济建设服务方面内容。有些卷还对本地区气候(资源和灾害)进行评价，提出建议。

除了全国性气候志外，各省、地方甚至有的县也编写了气候志，其中出版最早的可能是中央气象局资料室1960年编写的《河北省气候志》。我国篇幅最大的地方气候志大都是由中国科学院综考会有关科考队经过多年考察而编著的。这些专著对当地气候的认识和分析，比一般省区气候志要深入得多，例如《西藏气候》，《新疆气候及其和农业关系》、《内蒙古自治区及其东西部毗邻地区气候与农业的关系》等。

中国气候区划研究经历了三个发展阶段：

5.2.1　学者自发的个人研究

中国的气候区划，是从竺可桢开始的。他在1929年发表了《中国气候区域论》，指出外国之分类，不甚适于中国之气候，因此改弦更张，提出划分中国气候应注意之点：

①分类必须简单而明确；

②分区界限必须与天然区域和冬夏季风范围相符合；

③温度、雨量及其全年的分配均为划分气候的重要因子。

据此他将全国气候划分为南部、中部、北部、满洲、云南高原、西藏、草原、蒙古八个区域。其后有几位学者根据新的资料作进一步划分，但大都仍然采用外国的方法。此外，张宝坤1941年划分了四川的气候区域。这一阶段的区划，主要是学术探讨，为人们认识气候分布规律提供参考。

5.2.2　国家机构组织的集体研究

新中国成立后，中国科学院即组织力量，进行气候区划研究，于1956年发表了《中国气候区划草案》、1959年发表了《中国气候区划初

稿》[13]。这两项工作,都是由竺可桢领导,张宝堃负责组织的。在区划制定过程中和专著发表后,有关学术刊物和会议,曾进行了长期的热烈讨论,提出了很多修改意见,使区划日趋完善。例如,在全国区划中存在首先划出区还是划出带的争论,因此《初稿》提出两个区划方案。对亚热带的界限和地位也有分歧,为此竺可桢经过研究,明确指出亚热带北界在秦岭、淮河一线,南界横贯台湾中部和雷州半岛北部,张宝坤也将首先划出的带,修改为首先划出温带、亚热带和热带,并各划出三个亚带,为减少等级,亚带提升为带,共九个带。

此外,中国科学院的有关所和南京大学等相继完成了按太阳辐射、季风环流、温度、降水、干湿度和风压、雪深等作的气候区划,新疆、云南、广西、福建、湖南、内蒙古等省级区划,海南岛、台湾岛、东北、黄河中游等地区性区划,以及热带作物、新疆和内蒙古若干作物的气候区划。特别是中央气象局 1958 年、1962 年两次布置省、地、县的气象单位对所属地区进行气候资源调查和气候区划,并出版中国气候图集,作出新的全国气候区划。

这一阶段的区划,绝大多数都力求为农业服务。只有建筑、道路气候区划例外。区划方法由学习欧美转而学习苏联,区划指标由采用温度、雨量转而采用积温、干燥度。

5.2.3 应国家农委要求的研究

在 1978 ~ 1985 年的全国科技发展规划中,农业自然资源调查和农业区划列为重点研究项目的第一项,国家农委成立了全国农业区划委员会,各省、地、县也成立了相应的机构来主持这一项目的进行。1979 年全国农业区划会议决定,为了满足当前规划和指导农业生产的迫切要求,尽快集中部分力量,利用现有资料,在一年内提出简明的农业区划和自然区划,包括气候区划,然后继续完成详尽的区划。为此中央气象局会同中国农业科学院、北京农业大学、南京气象学院、中国科学院综考会组成课题组,进行全国农业气候区划,并三次召开全国气象系统会议,布置和研究省、地、县的农业气候区划工作;其他科研、教学和生产部门的气候工作者,也大都主动配合这一工作。

经过几年的努力,中央气象局领导的课题组,编绘了全国光能、热

量和水分的资料和图集，完成了小麦、水稻、玉米、棉花、大豆、油菜、甜菜、茶树、柑桔、橡胶、蚕桑等20种作物和种植制度的气候区划，以及牧区畜牧的气候区划。同时对气候相似性和数量化进行了研究，在此基础上作出新的全国农业气候区划。这一区划集各家之长，按东部季风、西北干旱、青藏高原三大区分别划带。季风大区分出北、中、南温带、亚热带、热带和藏南亚热带。干旱大区分出中、南温带，高寒大区分出高原寒带、亚寒带和温带。各省、地、县也都先后完成各自辖区的简明的和详尽的区划。与此同时，中国科学院地理所多次发表全国农业气候区划方案，出版全国主要农作物和动植物物候图集，评价国内外、特别是县级气候区划方法，探讨亚热带、干旱区、云贵高原、华北平原的气候区划。这些著作，对全国正在进行的气候区划，无疑起了重要的参考作用。

这一阶段的区划研究有如下几个特点：

①紧密结合实际，使各级农业领导部门在规划和指导农业生产时，得以比较合理地利用气候资源，减少气候灾害；

②分歧逐渐减少，现在，在大百科全书、国家地图集、地理和气候专著中，有不同作者的十几种全国气候区划和农业气候区划，不论是先划出区还是先划出带，都力求使区与带的界线一致或接近；

③区划方法推陈出新，除传统方法外，有物候学方法，聚类分析、模糊数学、线性规划方法、陆地卫星图片法等。总之，气候区划受到国家如此重视，参加人员如此众多，区划种类如此齐备，应用效果如此明显，这在我国是空前的，在世界上也是罕见的。

§5.3　东亚季风与气候灾害研究[①]

目前，全球有60%以上的人生活在季风区。中国处于亚洲季风区，气候的季节特点突出，尤其是5～9月的雨带的进退及大范围降水异常、在很大程度上受夏季风控制。例如1991年梅雨季节在江淮地区持续两个月的特大暴雨和洪涝与当年季风活动密切有关，造成了约

① 引自《20世纪科学大典》大气科学卷，东亚季风研究（丁一汇）与气候灾害研究（黄朝迎）两个条目。

1000亿元人民币的严重经济损失和一定人员伤亡。1994年6~7月华南百年不遇的大暴雨和洪涝灾害也与南海季风的异常来临及持续加强密切有关,因而季风的研究为制作和改进汛期的降水预报提供了一条重要途径,对国民经济的发展,尤其是农业生产具有重大的意义。

根据多年来中国气象工作者的研究,巨大的亚洲季风系统可分为两个子系统:南亚或印度季风系统和东亚季风系统。这两个季风系统既相互独立,又相互作用。东亚夏季风系统包括澳大利亚的跨赤道气流,热带西南季风,赤道辐合带,副热带季风,梅雨锋和南亚高压;东亚冬季风系统包括西伯利亚高压,寒潮冷空气,东北季风冷涌,赤道辐合带和跨赤道气流等。从气候上讲,东亚夏季风和冬季风有下列基本特征:

①东亚夏季风爆发的时间平均比印度季风早,约在五月中旬前后,以后向西北推进。而印度季风大约在6上旬或中旬才大范围爆发;

②南海季风的爆发过程比印度夏季风更突然,能在1~2个候期间低层西南季风明显增强,并迅速替代那里的东南气流,同时对流活动和降水迅速发展,南海及其邻近地区进入雨季;

③南海夏季风爆发后不久,华南出现明显的水汽幅合和降水,华南前汛期开始;

④南海和东南亚夏季风爆发后,源自澳大利亚地区的跨赤道气流加强,它主要是通过新加坡和婆罗洲北部流入南海的;

⑤南海季风的爆发的征兆是赤道辐合带在五月中旬前后突然由近赤道地区跳至南海南部(10(N左右),这种向北的跳跃伴随着西太平洋副热带高压迅速撤离此地区;

⑥在南海夏季风爆发之后,由于该地区对流活动加强,在南海产生明显的大气加热中心,这导致高空辐散环流的加强及辐散中心由赤道地区北移至西太平洋-南海地区。南海地区大气热源的产生和维持通过遥相关可以影响北半球;

⑦在春季,南海北部可观测到海表温度有迅速的上升,季风爆发之后,海表温度继续上升或维持不变,这与印度夏季风爆发后印度洋的海表温度出现冷却现象明显不同;

⑧东亚冬季风的活动以东亚寒潮爆发为主要特征。寒潮爆发伴随

着西伯利亚高压的南下和冷涌的发展，赤道辐合带和对流活动以及东亚局地哈得莱环流的发展与加强；

⑨冷涌的向南传播主要在南海地区，它表现为重力波的形式。菲律宾以东海区也可观测到冷涌的向南传播；

⑩东亚季风区，主要盛行 30～60 天和 10～25 天周期的低频振荡，它们的活动对东亚的季节雨带分布和强度有重要影响。

长期以来，中国气象工作者在东亚季风的研究和预报方面作了大量工作，取得了许多研究成果，在国内外产生了很大影响。中国季风的研究始于 30 年代，至今已有 60 多年的历史。整个时期可以分为四个阶段：第一阶段（50 年代以前），主要是依据地面观测和稀少的高空探测研究了季风的雨量与地面气流的分布特征，其代表性工作是竺可桢的“东南季风与中国之雨量”等经典性论文。他在这篇论文中阐述了 7 个问题，涉及到中国古代关于季风的记载，季风的成因，印度季风及其与中国季风之异同以及季风与中国降水和旱涝关系。这些问题至今仍是季风研究的中心问题；第二阶段（50～70 年代中期）的研究是将季风区中的地面系统与高空环流联系起来，对东亚季风气候特征作了比较全面的分析，出版了《东亚季风的若干问题》[2]的专著。同时对东亚的大型环流进行了分析，如青藏高原的分支和阻挡作用，热源热汇的分布特征，季节的突变，梅雨的形成等研究对认识东亚季风也有重要意义；第三阶段是在 70 年代以后到 80 年代末。这个时期气象科学在世界上进入“试验”阶段，诊断分析、数值模拟和近代探测技术相结合，对全球大气过程或一定地区的特殊过程进行“试验”研究。为了配合第一次全球大气观测试验（FGGE）计划中的季风试验（MONEX），中国在 1979 年夏天进行了第一次青藏高原试验，取得宝贵的资料通过这一阶段的研究，人们对季风和东亚大气环流的性质与问题有了更深入的了解，发现了许多新事实，如东亚季风环流系统的存在并有独立的冷热源中心；东亚夏季风爆发最早；低频振荡活动特征和形成机理的新见解；东亚季风与中国降水及旱涝的密切关系；以及冬季风活动和形成的机理等，出版了不少论文及专著[14,15,16]；第四阶段从 90 年代开始，中国科学家在东亚季风领域所取得的大量成果，对国内外学术界产生了重要影响。由于研究力量有明显增强，科技手段有显著改善，中国已经开始组织国际

上地区性季风科学研究计划或科学试验，如中日亚洲季风机理研究合作计划，南海季风试验计划，亚洲季风区的能量和水循环试验计划等。通过这些研究计划，将会对东亚季风有更深入的认识，在此基础上，可望大大改进季风和季风降水的中长期预报，并对国际上气候模式的改进与气候预测作出重要贡献。

气候灾害与气候的区别，在于气候灾害具有两面性，既具有自然属性，又具有社会属性。因此，气候灾害伴随着人类的出现而出现，伴随着人类社会经济活动的发展而变化。中国是世界上气候灾害最严重的国家之一，灾害种类多、频率高、强度大、群发性强，而且影响面广、损失重。因此，气候灾害已成为气候学研究的一个重要方向。我国在气候灾害发生发展规律、形成过程、物理机制、预测等方面的研究都取得了显著的进展。

对气候灾害历代都有记载。据统计，我国的地方志共有 12863 部，气候灾害的记载不下 20 万条，还有大量的古代典籍、历史文献及日记等，反映了历代不少有识之士对气候灾害的关注和研究。不过，那时对气候灾害的研究属于古代科学的范畴，缺乏定量的数据和对灾害性质的科学认识。

我国近代气候灾害研究是由竺可桢开始建立的。他的《论祈雨禁屠与旱灾》(1926 年)是我国近代气候灾害研究最早论文。以后他又发表了《华北之干旱及其前因后果》(1934 年)等论文。这些研究不仅对气候灾害研究具有开创性意义，在气候研究中也有重要地位。其后，涂长望(1937 年)研究了中国的旱涝、冷暖同世界大气波动的关系，开创了我国气候灾害的短期气候预测；李宪之(1935 年，1936 年)对寒潮和台风的研究、沈孝凤(1931 年)对温带气旋的研究等都为我国气候灾害研究和预测做出了有意义的贡献。

新中国成立后，随着我国气象事业的蓬勃发展，气候灾害研究有了更大进展，对我国重大气候灾害如霜冻、干热风等先后多次组织全国性科研协作攻关，使这些气候灾害研究取得了很大的进展，获得了许多研究成果，并直接服务于生产。其中，陶诗言先生还发表了《中国的梅雨》(1958 年)和《中国的寒潮》(1959 年)等专著。

70 年代在世界上出现大范围灾害性气候异常以来，气候问题已成

为举世瞩目的中心问题之一。在此背景之下，我国开展了大规模的气候灾害研究，旱、涝研究更多。由中央气象局研究所主持，全国各省（市、自治区）气象局、北京大学、南京大学、中国科学院地理所、江苏地理所、长江流域规划办公室水文处等单位参加整编完成的《中国近五百年旱涝图集》既为气候灾害研究，又为气候变化研究提供了详细的资料。

80年代初，应许多单位和部门的要求，中央气象台编著出版了《中国主要气象灾害分析》[17]。该书比较系统地介绍和综合分析了30年（1951～1980年）中对我国农业和国民经济各部门有重大影响的干旱、雨涝、台风、低温、霜冻等11种主要气候灾害，对其影响的严重程度进行了分类和比较，同时附有各年主要灾害分布示意图以便查阅。在确定各种气象灾害划分等级标准的基础上，分析了这些灾害的时空变化规律。

为响应联合国开展“国际减轻自然灾害十年”的号召，推进我国的减灾工作，1989年8月国家科学技术委员会社会发展科技司下达了“全国重大自然灾害调查、研究与对策”的科研项目，指令国家气象局（现中国气象局）承担气象灾害的调查与对策研究，在此基础上编著出版了《中国重大气象灾害及减灾对策》，作为“中国重大自然灾害及减灾对策”（分论）研究成果的一个组成部分。

最近10年来对中国气候灾害的研究更加广泛也更加深入，除了研究其发生发展规律外，还进一步研究其形成的物理过程和物理机制，研究其与半球乃至全球大气现象的关系－遥相关关系，进而探讨其预报途径和预报方法，及其对社会经济影响的定量评估和综合评估。

“七五”期间，作为国家重大项目之一的《长江黄河流域旱涝规律和成因研究》[18]，系统深入地研究了“我国旱涝灾害的发生规律及其经济影响”、“我国旱涝发生的大气物理过程”、“我国旱涝发生前期大气下垫面热力状况的异常”、“我国旱涝与全球环流异常的关系”、“我国长江流域夏季风降水的数值模拟”以及“我国灾害性气候的预测方法”等，发表了一批即有较高学术价值，也有较大实用价值的论文和专著。这些研究成果比较充分地反映了我国气候灾害的研究成果。

在“七五”研究的基础上，中国科学院在“八五”期间开展了重大应用项目“灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”研

究。该项研究内容主要包括:灾害气候状况及其发生、发展规律;灾害性气候的形成过程及诊断;灾害性气候预测方法及预测试验;灾害性气候对我国农业年景和水资源调配的影响。这些研究为我国灾害性气候预测,特别是旱涝预测提供了有物理基础的预报模式。

鉴于旱涝灾害的严重性及开展短期气候预测研究的迫切性,国家科学技术委员会在"九五"期间开展了国家重中之重科技项目"我国短期气候预测系统的研究",不仅气候灾害的预测是这个项目的重要目标,而且气候灾害及其对经济影响的评估也是重要课题之一。通过这一系列的工作我国气候灾害研究将达到一个新的高度。

§5.4 中国的短期气候预测

短期气候预测通常指月、季尺度的预测。当前中国的短期气候预测主要有月预报与汛期预报两个项目。月预报于每个月 23~24 日,制作下一个月的月平均气温距平与降水量距平百分比的预报。汛期预报主要作 5~9 月,特别是 6~8 月全国雨带的位置、夏季降水距平分布、以及夏季东北低温及登陆台风的预报。此外,还作年度预报,每年 10 月作当年冬季到来年秋季的逐月气温、降水量距平分布预报。但这个项目不是短期气候预测的重点。

中国作短期气候预测已经有了较长的历史。早在 30 年代涂长望就研究了中国气候与世界三大涛动的关系,发现中国降水量与 SO(南方涛动)关系密切。例如冬季江南降水与同期及上一个季(秋季)SO 为负相关,最好的相关系数达到 -0.6。这与近来用现代资料所得到的结论完全相同。涂长望根据 Walker 的思想,建立了中国重庆、上海、哈尔滨等站季降水量预报的回归方程。所用因子为前期东亚地区不同站的气温、气压与降水量。50 年代初杨鉴初又首创历史演变法作月平均气温、降水量距平的年度预报。提出最大最小可能性、转折点、趋势、周期性及相似性五种规律。由于当时受战争等影响,气象记录残缺不全,这是一种行之有效的方法。

以后在 50 年代以中央气象台长期预报科为中心,进行了气候预报业务的研究。先后试验了原苏联穆尔坦诺夫斯基的中期预报法及美国

纳迈阿斯的30天平均环流预报法。天气学方法的中期预报由于制作十分麻烦，而且没有适当的预报工具，天气周期的划分也十分困难，经过一段试验后就停止了。纳迈阿斯30天平均环流的统计方法也十分繁琐。当时还没有大型电子计算机，一切计算均以手算为主，工作量大而效果不明显，因此，很快就停止不用了。但是经过这段时间的探索，认识到30天平均环流的重要。所以，50年代末开始在中央气象台绘制5天及月平均500hPa距平图。最初只有东亚部分，后来就扩展到全北半球。值得指出的是，在50年代末到60年代在中央气象局气象科学研究所。成立了以张家诚为组长的长期预报研究组。有李小泉、张先恭、史久恩、徐群等参加。这个小组与预报业务配合对长期天气预报作了多方面的探索。建立了月气温、降水量等级图，克服了中国气候资料残缺不全的困难，为预报提供了基本资料，也为以后的气候研究打下了良好的基础，其中月平均气温等级图已经正式出版[19]，至今仍是研究本世纪中国气温变化的重要资料。

短期气候预测的中心问题是采用什么方法。经过数年的试验，发现历史演变法过于简单，几种规律矛盾时不好处理，并且比较难于得到定量的结论。纳迈阿斯的方法又效果不好。因此，逐渐探索出一些适合于中国的统计预报方法。概括地讲，即以前期环流与气候要素（气温、降水量）作预报因子。由于到60年代中期仍然没有大型电子计算机。所以统计方法也比较简单，以单相关，两元相关、列联表或点聚图为主。张先恭与钱承植曾编写了《长期天气预报方法》一书[20]，对此进行了总结。

60年代后期到70年代初期情况有了较大的变化。人们开始使用大型电子计算机，虽然当时的运算速度现在看来是很慢的。但是已经能够作因子量不太大的逐步回归、对几十阶的矩阵求特征根，因此，逐步回归、判别分析、EOF分析、功率谱分析等统计方法逐渐得到普及。当时不仅有了大约20年的北半球月平均500hPa高度，也有了北太平洋海温。中国的月气温、降水量也有了比较完整的序列。人们用电子计算机一方面普查因子，一方面建立较为复杂的预报关系。因此，几乎整个70年代统计预报方法占据了统治地位。由于中国在1954年遭受长江流域的洪水，1956年又发生淮河流域大水。所以，中央气象台从

1958年开始正式发布汛期预报,以降水为主要预报对象。自此以后,汛期预报成为一个重要的预报项目。这样一直持续到今天,已经作了40年的汛期降水预报。在60年代到70年代大约将近20年的时间,经常在春季举行两次全国性的汛期预报会商;一次由中央气象台主持,在3月下旬到4月上旬之间作全国汛期降水预报。一次由长江流域规划办公室主持在4月中旬作长江流域汛期降水预报。在1969年、及1972年、及1976年我国东北连续发生严重低温冷害之后,在70年代后期及80年代初,夏季东北低温也成为汛期预报中的一个预报项目。由于80年代到90年代末发生十分严重的低温冷害,这个项目又逐渐被放到了次要的地位。

一直到80年代初业务预报水平仍然比较低。但是,应当承认,60年代到70年代的广泛研究,特别是业务预报实践,为进一步提高气候预测水平打下了良好的基础。仅举几个例子就可以了解这一点。例如,章少卿、陈烈庭先后研究了青藏高原冬季积雪对中国夏季降水的影响。吕炯在40年代就提出西太平洋海温可能对中国气候的影响,以后符淙斌、李克让等继续进行了研究。大气物理所对黑潮海温与中国降水的研究至今仍有现实意义。王绍武、赵宗慈总结了大气的韵律研究,指出半年韵律对中国气候预测的重要意义。廖荃孙、赵振国等对冬季东亚环流与夏季降水的关系、臧恒范、王绍武对夏季西太平洋海温与冬季渤海海冰的关系等研究均在预报实践中收到了较好的效果,也出版了一些专著或教科书[21~24]。

由于电子计算机逐渐普及,计算速度不断提高,历史资料序列的长度也不断增加,因此,统计预报方法也不断改进。从80年代后期以来,人们在预测及研究分析中已经使用了几乎目前世界上广泛应用的各种方法,有多种回归方法,多种聚类方法。谱分析,除功率谱以外又有了交叉谱、最大熵谱。近来多用的子波分析、经验正交函数(EOF)分析也有很大发展,有转动EOF(REOF)、复数EOF(CEOF)等。近来又有奇异值分解(SVD),典型相关分析(CCA)等。然而,人们通过多年的预报实践,逐渐认识到统计方法是一个工具。预报水平不仅与所用的工具有关,更重要的是物理因子的选择。因此,在80年代到90年代,对各种可能影响中国夏季降水的物理因子,进行了比较系统的研究。目前对

高原积雪、西太平洋海温包括暖池与黑潮、ENSO、海冰及前期大气环流的影响都作了较为全面的分析。对气候系统外的因子如火山爆发、太阳活动可能产生的影响也作了诊断与模拟研究。当前的统计方法为主的短期气候预测水平已经比 70 年代、乃至 80 年代后期均有了明显的提高[25,26]。

由于短期气候预测是一个十分困难的课题，因此，业务预报的绝对水平仍然是不很高的。根据赵振国等的总结，过去 10 年汛期降水预报的技巧分大约在 0.20 左右，即相当预报准确率 60% 左右。所以，为了提高预报的水平，国家于 1996 年建立了“九五”期间的重中之重项目《我国短期气候预测系统的研究》，这个项目集中了我国 400 名以上的专家，包括业务预报人员，研究人员及教学人员。1998 年较为成功地预报了长江流域的巨大洪涝，就是这个项目工作进展的一个最好例证。

应该承认，目前的平均预测水平仍然较低。为了能使短期气候预测有一个较为显著的提高，需要在技术上有革新，这个革新就是引入数值模式预测。国际上，是在 80 年代中期才开始用大气环流模式(AGCM)作月平均环流预测的[27]。目前也用模式作 ENSO 预测，并用预测的 SST 强迫 AGCM 作季度及跨季度预测。例如美国 NMC 耦合模式对 1997 ~ 1998 年的强大 ENSO 事件就预报的较为成功[28]。我国在 70 年代巢纪平就倡议用距平模式作月平均环流预报，以后进行了大量的试验[29,30]。80 年代末到 90 年代曾庆存、袁重光、王会军等用海气耦合模式(CGCM)作中国跨季度降水预报，为汛期降水预报提供了重要依据[31,32](参看第十二章)。到了 90 年代后期已有 7 ~ 8 种模式试作汛期降水预报与 ENSO 预报。应该说，数值模式短期气候预测在我国已经有了良好的开端。相信中国的短期气候预测水平将不断提高。

§5.5　中国的气候变化研究

在地球形成的 46 亿年期间，地球上的气候始终在变化着，中国自然也不例外。20 世纪的最后二三十年中国气候在 4 种时间尺度上有了较为系统的研究：①根据黄土 - 古土壤序列重建了第四纪 2.4×10^6 年的中国古气候序列；②根据冰芯、孢粉对全新世以来的近 10^4 年中国

气候有了系统的认识;③根据史料。树木年轮等研究了近5000年中国气候;④主要依靠观测资料,参考代用资料建立了近百年中国气温降水序列。下面就分别扼要这几个方面的成果。

中国黄土高原的主体位于晋、陕、甘三省,分布面积在 $0.44 \times 10^6 km^2$(百万平方公里)以上,黄土的最大厚度超过了300m,关中地区完整的黄土剖面亦达150m左右。黄土层底界是第三纪的红粘土,根据古地磁测定约为 $2.4 \sim 2.5 \times 10^6$ 年BP,即第三纪到第四纪的交界。所以中国黄土对研究第四纪中国气候是绝好的,也几乎是独一无二的代用资料。刘东生、安芷生、丁仲礼等在近四分之一个世纪作了大量的研究,发表了一系列的论著,使中国在古气候研究中在国际上占有了自己应有的地位。这些成果在"第四纪环境"一书[33]中有系统性的总结。

在黄土剖面上有明显灰黄色的黄土层及红色的古土壤层交替出现,一般认为黄土代表寒冷干旱时期,而古土壤层代表温暖湿润期。黄土的粒度可反映冬季风的强度,粒度大冬季风强。粒度小冬季风弱。磁化率则更大程度是反映夏季风的强度,磁化率高时气候暖湿。根据磁化率推算末次间冰期地表年平均温度约11~13℃,比现代高出2~4℃。年平均降水量600~750mm与现代相当。末次冰期年平均气温约4~5℃,比现代低6~7℃。降水量350mm,比现代低300mm。全新世年平均气温比末次间冰期低1℃,但降水量与之相当。根据黄土剖面,把2.5Ma以来的气候变化划分为37个大的旋回。不过旋回的时间长度有变化,在 0.8×10^6 年至今气候变化以 10^5 年周期为主,1.6~0.8Ma之间以 4.1×10^4 年周期为主,而在 $2.5 \sim 1.6 \times 10^6$ 年之间比较复杂,除 4.1×10^4 年周期仍较突出以外,还有 4×10^5 年、6.6×10^4 年、2.3×10^4 年等周期,这些周期大部分是地球轨道要素的周期。而且与深海 $\delta^{18}O$ 的记录很一致。这一方面说明第四纪中国气候的变化与世界上许多地区同步,也说明地球轨道要素变化可能是第四纪气候变化的主要原因[34]。

对于研究近万年的气候变化,黄土的时间分辨率就稍粗了一些,而冰芯 $\delta^{18}O$ 及孢粉分析则可以提供完备的连续记录。中国已经在甘肃敦德及新疆古里雅各取得了一个冰芯,并且用了研究中国的古气候[35,36]。施雅风则收集整理了全国70个点以上的孢粉观测,并与冰

芯 $\delta^{18}O$、古湖泊、古土壤、考古及海岸带变化资料结合，研究了中国全新世大暖期[37]。第一次明确指出大暖期出现于 $8.5 \sim 3.0 \times 10^3$ 年 BP，其鼎盛阶段在 $7.2 \sim 6.0 \times 10^3$ 年 BP，那时华南年平均温度比现今约高 1℃，长江流域高 2℃。华北、东北及西北可能高 3℃，青藏高原南部可高达 4～5℃。冬季气温上升幅度更大。大暖期降水量可能比现今有较大幅度的增长，促进了新石器时代农业和文化的发展。沿海的海平面上升 1～3m。但是同时指出，进入全新世以来还有多次的千年尺度气候波动，如 $8.7 \sim 8.5 \times 10^3$ 年、7.3×10^3 年 BP、5.5×10^4 年 BP 及 4.0×10^4 年 BP 的寒冷事件。这也同国际上近来对气候不稳定性及千年尺度气候变率的研究一致。

谈到近五千年的中国气候，无疑竺可桢的论文“中国近五千年来气候变迁的初步研究”[3]是一个里程碑。竺可桢在 20 年代就根据史料研究了中国古代的气候变化。后来又利用考古及文献资料作了系统性的研究。他的工作指出：①仰韶文化到安阳殷墟（大约 $5.0 \sim 4.0 \times 10^3$ 年 BP）年平均气温可能比现今高 2℃，1 月气温可能高 3～5℃；②其后气温呈波动式下降，在公元前 1000 年、公元 400、1200 及 1700 为冷期，振幅为 1～2℃；③指出小冰期的冷期是 1470～1520 年、1620～1720 年及 1840～1890 年，年气温约比现代低 1℃；④此外还存在 50～100 年的气温波动，振幅为 0.5～1.6℃。这些结果大部得到进一步的证实。对于竺可桢的研究中最薄弱的大暖期，施雅风等的工作是最好的总结。后来有一些作者[38,39]指出竺可桢研究中有一些资料使用不当。除了个别地理位置及文字解释的错误以外，主要是时间尺度，空间范围及季节方面的不确定性，提出这些问题，反映出我国的历史气候研究的进步。例如对中世纪暖期，就修正了竺可桢中国无中世纪暖期的说法。

我国历史气候研究进步的第二个标志是 1981 年《中国近五百年旱涝分布图集》[5]的出版。在本世纪中叶，已有一些作者开始利用各地的地方志研究旱涝的变化。但是大多数只限于对受旱、受涝县数的统计。70 年代中由中央气象局、北京大学、南京大学组织的两次协作研究，整理了公元 1470 年以来全国 120 个地区上千个县的地方志，及明、清实录、故宫奏折。把若干个县合并为地区，把旱涝史料数字化，定为大涝(1)、涝(2)、正常(3)、旱(4)及大旱(5)5 个级别。这就为研究旱涝的时空变化提

供了宝贵的基本资料。在80年代前后,我国各省及自治区均对近五百年旱涝作了系统的研究。有的研究建立了千年的旱涝等级序列。有的研究把旱涝型的档案向前推到公元950年。大旱大涝年的研究则推到千年以前。这些工作为水利建设。短期气候预测提供了重要的资料。

80年代以来,张丕远等整理了大量故宫档案。张德二、王绍武先后建立了冬季及全年气温序列,不过受资料限制序列仅有五、六百年。对更长时间,更早的气候变率仍然要靠孢粉、年轮、物候、考古以及冰芯的证据。可喜的是近年来我国已建立了敦德(在甘肃)及古里雅(在新疆)两个冰芯序列。利用氧同位素的变化,估算出气温变化。详细的气温序列可向前推到两千年以上,为我国气温变化提供了最新的也是最可靠的证据。这两个地区在我国中部及西部,与东部的气候变化并不完全相似,这也扩大了资料覆盖面。龚高法、满志敏等综合利用各种资料研究了历史时期的气温变化,使得人们对这段时期的气候变化有了更准确的认识,也出版了一些专著[40~42]。

对近百年气候变化的研究受到观测资料的限制。我国仅有北京、上海等少数站在19世纪有气温记录。因此,目前所建立的中国近百年气温变化曲线只能认为是初步结果。特别在19世纪末到20世纪初一段时间不确定性较大。自1911年以后有国家气象局的气温等级序列,1951年之后有了较丰富与可靠的记录。从目前掌握的资料来看,虽然中国气温在20世纪20年代的变暖与北半球近于同步,但80年代的变暖不如北半球或全球那样激烈,整个80年代均停留在低于1880~1979年平均的水平。90年代以来气温才比较明显地上升,1998年是近百年来最暖的一年。这表明中国近代气候变暖虽然与全球的变暖并不完全一致,但中国气候也有明显的变暖趋势。而且,也有研究证明本世纪中叶以来,中国气温的最低温度有上升趋势,这表明温室效应也可能对中国气候有一定影响。当然,城市扩展也会造成类似的效果。因此,对近百年中国气候变暖,形成原因与机制尚有待于进一步研究。

参考文献

[1] 中国近代科学论著丛刊,气象学,1919~1949,科学出版社,1~642,1955。
[2] 高由禧,东亚季风的若干问题,科学出版社,1~106,1962。
[3] 竺可桢,中国近五千年来气候变迁的初步研究,中国科学,(2),168~189,

1973。
[4] 黄嘉佑，气象统计分析与预报方法，气象出版社，1～387，2000。
[5] 中央气象局气象科学研究院主编，中国近五百年旱涝分布图集，地图出版社，1～332，1981。
[6] 中央气象局研究所编，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，1～175，1977。
[7] 中央气象局气象科学研究院天气气候研究所编，全国气候变化学术讨论会文集(1978)，科学出版社，1～174，1981。
[8] 85-913 项目 02 课题论文编委会编，气候变化规律及其数值模拟研究论文(第一集)，1～258；(第二集)，1～313；(第三集)，1～265，气象出版社，1996。
[9] 国家科学技术委员会，中国科学技术兰皮书第 5 号，科学技术出版社，1～367，1990。
[10] 张家诚、林之光著，中国气候，上海科技出版社，1～602，1985。
[11] 盛承禹等编著，中国气候总论，科学出版社，1～538，1986。
[12] 张家诚主编，中国气候丛书(共 10 卷)，气象出版社，1990～1991。
[13] 张宝堃等，中国气候区划(初稿)，第一版，科学出版社，1～297，1959。
[14] Tao S－Y. and L. X. Chen, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, C-P Chang and T N Krishnamurti, Eds, Oxford University Press, 60－92, 1987.
[15] 陈隆勋、朱乾根、罗会邦等，东亚季风，气象出版社，1～362，1991。
[16] 丁一汇、村上胜人(主编)，东亚季风，气象出版社，1～263，1994。
[17] 冯佩芝，中国主要气象灾害分析(1951～1980)，气象出版社，1～271，1985。
[18] 叶笃正、黄荣辉等著，长江黄河流域旱涝规律和成因研究，山东科学技术出版社，1～387，1996。
[19] 气象科学研究院天气气候所、中央气象台，中国气温等级图(1911～1980 年)，气象出版社，1～443，1984。
[20] 张先恭、钱承植，长期天气预报方法，农业出版社，1～191，1965。
[21] 全国中长期预报经验交流会编辑组，长期天气预报文集，气象出版社，1～241，1982。
[22] 王绍武、赵宗慈，长期天气预报基础，上海科学出版社，1～201，1987。
[23] 章基嘉、葛玲，中长期天气预报基础，气象出版社，1～445，1992。
[24] 长期天气预报理论和方法的研究课题组，“八五”长期天气预报理论和方法的研究，气象出版社，1～247，1996。
[25] 陈兴芳、赵振国，中国汛期降水预测研究及应用，气象出版社，1～241，2000。
[26] 赵振国，中国夏季旱涝及环境场，气象出版社，1～297，1999。
[27] 王绍武、林本达等，气候预测与模拟研究，气象出版社，1～346，1993。
[28] 王绍武主编，气候预测研究，气象出版社，1～159，1996。
[29] 长期数值天气预报研究小组，长期数值天气预报的滤波方法，中国科学，(1)，75～84，1979。

[30] 巢纪平、王晓唏、陈英仪等，海-气耦合距平滤波模式的月、季数值预报，气象学报，**44**(4)，417～425，1986。
[31] Zang Q. C., Zhang X. H., Liang X. Z. et al., Documentation of IAP two – level Atmospheric General Circulation Model, US/DOE/60314/HI, TRO44, Washington DC., 1～383, 1989.
[32] 赵彦、郭裕福、袁重光等，短期气候数值预测可预报性问题，应用气象学报，**11**(增刊)：64～71，2000。
[33] Williams M. A. J.著，刘东生等编译，第四纪环境，科学出版社，1～304，1997。
[34] 熊尚发、丁仲礼、刘东生，第四纪气候变化机制研究的进展与问题，地球科学进展，**13**(3)，265～272，1998。
[35] 姚檀栋、谢自楚、武筱岭等，敦德冰帽中的小冰期气候记录，中国科学(B 辑)，(11)，1197～1201，1990。
[36] 姚檀栋、杨志红、皇翠兰等，近 2ka 来高分辨率的连续气候环境变化记录 – 古里雅冰芯近 2ka 记录初步研究，科学通报，**41**(12)，1～4，1996。
[37] 施雅风主编，中国全新世大暖期气候与环境，海洋出版社，1～212，1992。
[38] 牟重行，中国五千年气候变迁的再考证，气象出版社，1～120，1996。
[39] 施雅风总主编，张丕远本卷主编，中国历史气候变化，山东科学技术出版社，1～533，1996。
[40] 张家诚等编著，气候变迁及其原因，气象出版社，1～288，1976。
[41] 中国科学院地理研究所、气候变化组编译，气候变化若干问题，科学出版社，1～140，1977。
[42] 龚高法、张丕远、吴祥定等编著，历史中期气候变化研究方法，科学出版社，1～302，1983。

第六章　中国气候的变迁

§6.1　第四纪气候变迁

地球大约于4600Ma(46亿年前)形成,在地球生成的前1000Ma年就已经形成了大气。因此,如果从那个时候算起,地球上的气候确实可能已经经历了长期的激烈变化。但是,人们能够知道的最早的大冰期约出现在2300MaBP,以后在970Ma,760Ma,670Ma,430Ma及270MaBP可能又出现过5次大冰期,也有人认为又出现过6~7次大冰期。最后一次大冰期,约开始于2.5MaBP(250万年前),即第四纪冰期[1]。可能现在地球仍处于第四纪大冰期中。

第四纪冰期的研究是近年来气候变迁研究中取得了突破成绩的热点,主要有两个方面成果:一方面确定了以100ka(10万年)为基本周期的气候旋回;另一方面是ka(千年)尺度气候变化有了新的认识,这些气候变化是如此的激烈,有时在几十年以内,气温能有5~7℃的变化,以至于人们称之为气候突变。在这两个时间尺度上中国的气候变迁与全球,特别是北半球高纬度的气候变迁有很大的一致性,所以我们着重从全球的情况来讨论这两个方面研究的进展。

第四纪的气候特点是冰期与间冰期的交替[1]。过去经典的说法是认为第四纪中有4次冰期。由远及近为群智(Günz)、民德(Mindel)、里斯(Riss)及武木(Würm),其中除最后1次冰期大约从110kaBP开始到10kaBP为止进入全新世间冰期。对于前面几次冰期出现时间,不同作者的估计出入较大,一般认为出现于地磁的布容正向期,即大约700ka以内。此外也有人提出在更早时期,尚有多脑(Donau)冰期及拜伯(Biber)冰期,但是对于其出现时期的估计分歧更大。这4次冰期是Penck与Brückner于1909年根据阿尔卑斯山冰川活动提出来的。后来大量的研究曾致力于在北欧、北美乃至中国也划定4个冰期。例如中国东部就曾确定鄱阳、大姑、庐山及大理4次冰期,而中国西部的情

况有所不同[2]。不过由于划定冰期的主要资料是冰川遗迹,因此很难构成一个反映冰川活动的连续序列。

4 次冰期的经典概念在 20 世纪中期受到了挑战[3]。Emiliani (1955)首先利用深海沉积物中有孔虫壳氧同位素来判断温度,指出在过去的 700ka 中有 7 次冰期与间冰期旋回。后来许多深海沉积物的研究都证实了这个结果,但是这主要是海洋中的情况。黄土的研究也是这种近 100ka 气候旋回的有力证据。黄土的颗粒小、磁化率高反映气候暖湿。安芷生和刘东生(1987)所给出的洛川黄土 – 古土壤序列与深海 $\delta^{18}O$ 记录有很好的对应关系(图 6.1)。图中奇数阶段为暖期,偶期阶段为冷期。代表间冰期的强烈风化黄土和 $\delta^{18}O$ 的较大负值(表示暖期)相对应。其中 5,7,9,11,13,15,19 共 7 次强间冰期,出现于大约 700ka 内,正好反映了约 100ka 的气候旋回。1999 年发表了南极东方站的 420ka 冰芯记录[4],这是目前能得到的最长的陆地冰岩芯记录,这个序列包括 4 个完整的 100ka 气候旋回(图 6.2),即相当图 6.1 中的 5,7,9,11 共 4 次间冰期,最后为全新世间冰期。因此,无论是深海沉积物 $\delta^{18}O$、陆地黄土的颗粒、孢粉、磁化率以及冰岩芯的 $\delta^{18}O$、尘粒与微量气体,均一致反映近 400ka 有大约 100ka 的气候旋回[5]。从黄土的序列来看,这种 100ka 的旋回至少可以向前延伸到 700kaBP。同时在这段时期也有 41ka 及 23ka 的变化,这可能进一步显示地球轨道要素变化是气候旋回形成的原因。据丁仲礼与刘东生等对宝鸡 2.5Ma 黄土的研究[6],100ka 旋回盛行于布容正向期即大约 0.7 ~ 0.8Ma 以内。再向前则功率谱分析表示 41ka 的周期占绝对优势。在 100ka 波段几乎没有丝毫反映。这种情况一直向前延伸到大约 1.6MaBP。从 1.6 到 2.5MaBP ,41ka 周期仍然占有优势,但出现了多种周期,如 400ka、66ka 及 23ka 周期。冰期、间冰期交替规律变化的原因目前还不十分清楚。

如前面已指出古气候研究的另一个突破性成就是认识了气候系统的不稳定性。最早提出来的是新仙女木事件(Younger Drays)[7]。20 世纪 70 年代对晚冰期湖泊沉积物孢粉分析、纹泥和 ^{14}C 定年方法的发展以及深海沉积物及冰岩芯 $\delta^{18}O$ 的测定,揭示出在冰消期整个气候回暖的过程中,在 11 ~ 10kaBP 出现了气候再次变冷的事件。它是根据属于仙女木的北极和阿尔卑斯山的植物群来命名的。这个事件的开始与

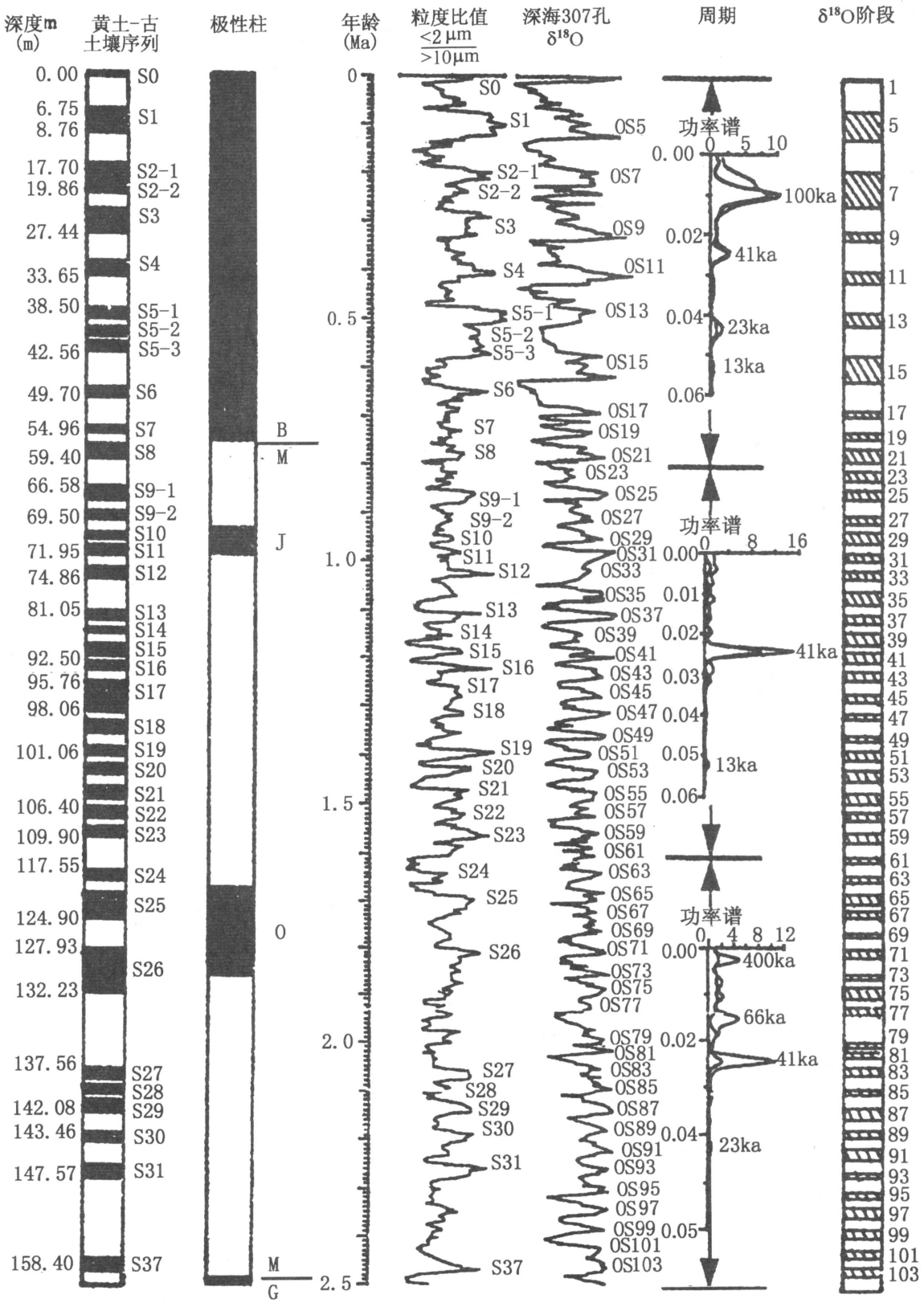


图 6.1 过去 1Ma 以来中国洛川黄土-古土壤序列与北太平洋钻孔 V28-238 的 $\delta^{18}O$ 对比(引自文献[1])

结束都是比较突然的。无论开始时的降温还是事件后的升温，均在 40 ~ 50a 内温度变化 5 ~ 7℃。这个气候变化速度十分惊人，被称为“闪电式转换”，由此提出了“气候突变”问题。

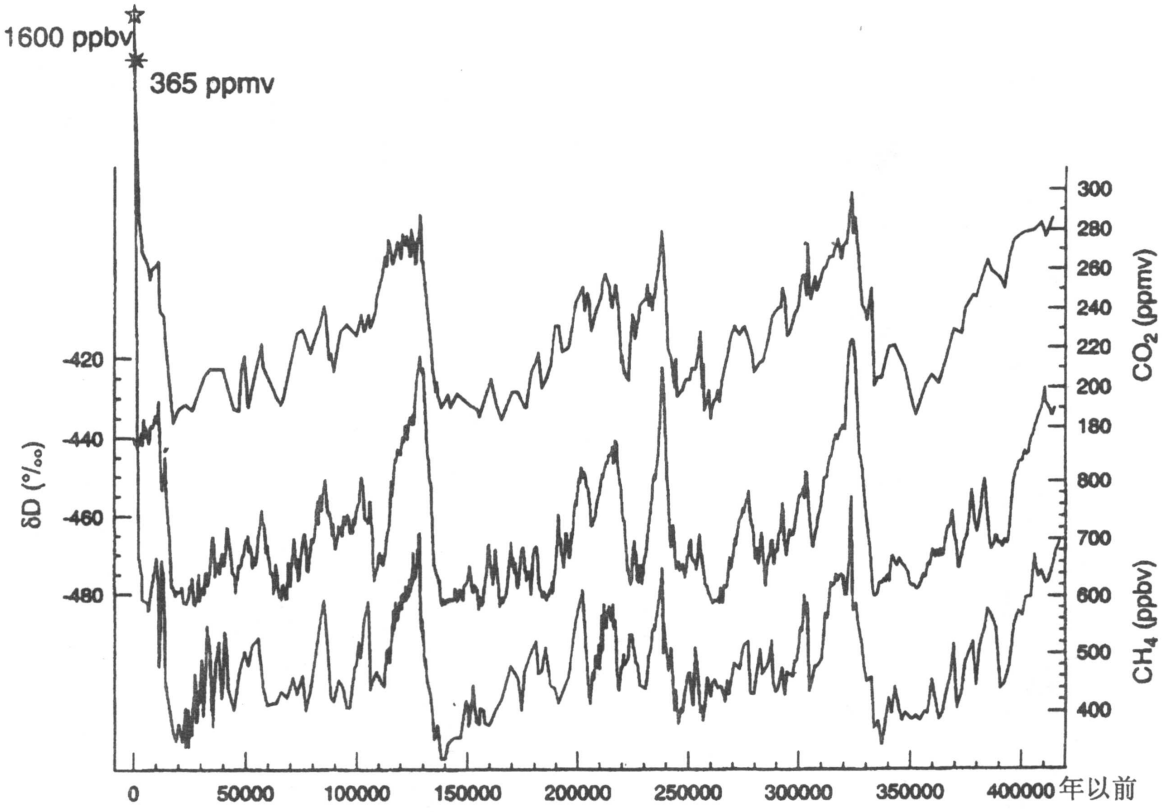


图 6.2　南极东方站 420ka 的 CO_2，δD 及甲烷序列（引自 Petit et al.，1999）

根据格陵兰冰岩芯的记录，新仙女木事件约持续 1.2ka。如果说新仙女木事件还只是一次气候变冷的记录，哈因里希（Heinrich）事件的发现则进一步增加了人们对气候不稳定性的认识。Heinrich 于 1988 年发表他的名著[8]，后来就用他的名字命名，简称 H 事件或 HL 事件。H 事件是指北大西洋沉积物中发现的冰漂碎屑（IRD）突然显著增加。末次冰期以来记录到 6 次 H 事件，约出现在 13 ~ 15kaBP，21 ~ 22kaBP，26 ~ 28kaBP，34 ~ 36kaBP，43 ~ 44kaBP 及 59 ~ 61kaBP[9]。IRD 的增加反映了 6 次较大的冰山崩塌融化过程。图 6.3 概括地给出近 50ka 格陵兰冰盖 $\delta^{18}O$ 及北大西洋沉积有孔虫所揭示 10ka ~ 50kaBP 的温度变化[10]，纵坐标均向上为暖、向下为冷，从 10kaBP 到 50kaBP 的 40ka 中有多次气温逐渐下降、然后迅速回升的过程。H 事件即发生在气温下降到最低的时候。图 6.3 中同时标出新仙女木事件（YD）、仙女木事件

(D)及末次冰期极大(LGM),这些事件的关系十分清楚,不必再一一描述。40ka 中发生 5 次 H 事件,说明在最后 1 次冰期中气候的波动还是十分激烈的。

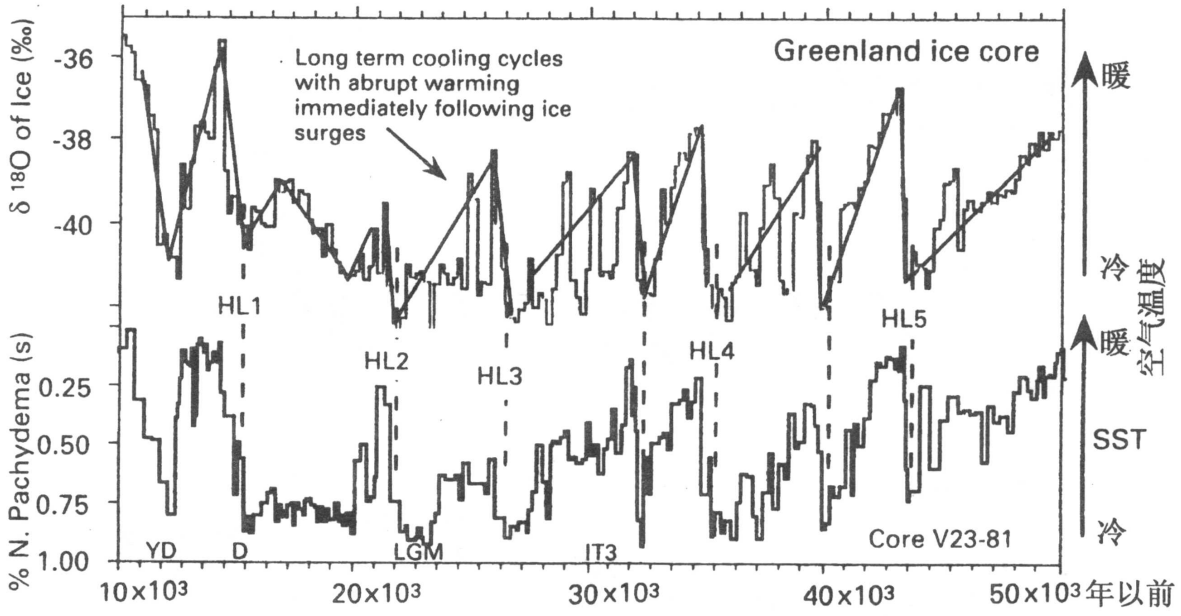


图 6.3　近 10~50ka 格陵兰冰盖的 $\delta^{18}O$(上)及北大西洋左旋新厚壁抱球虫含量(下)
HL 为海因里希层,YD 为新仙木事件,D 为仙女木事件 LGM 为最后一次冰期极大,IT3 为间冰阶 3(引自 The PAGES/CLIVAR Intersection,1995)

值得注意的是,H 事件只是几次波动较大的冷期,而冷暖交替频率比这要高得多。图 6.4 给出最后 1 次冰期后段,即 20ka 到 50ka 的 30ka$\delta^{18}O$ 变化。最上面一条曲线是格陵兰冰岩芯,$\delta^{18}O$ 负值的低值即气候相对较温暖时期,称为间冰阶(interstadial),同样相对较冷的时期称为冰阶(stadial)。这一类气候变化时间尺度为千年,振幅可达冰期间冰期的 1/3,一般称为 D-O 振荡(Dansgaard-Oeschger Oscillation)。图 6.4 最上部为 LGM 中间冰阶的编号。这种千年尺度的气候振荡不仅在格陵兰冰岩芯,在深海沉积与黄土中也有表现。然而,更为重要的是近来人们发现格陵兰与南极的气候变化在某些时候是相反的,并把这种气候振荡的偶极现象归之于热盐环流的变化[11,12]。例如,从图 6.4 上部第 2 及第 3 条曲线就可以看出在格陵兰冰岩芯记录到 H4 及 H5 事件之前,南极的两个冰岩芯均表示了明显的气候变暖,同时也有证据表明在全新世及小冰期南极与格陵兰的气候变化也是相反的[13,14]。

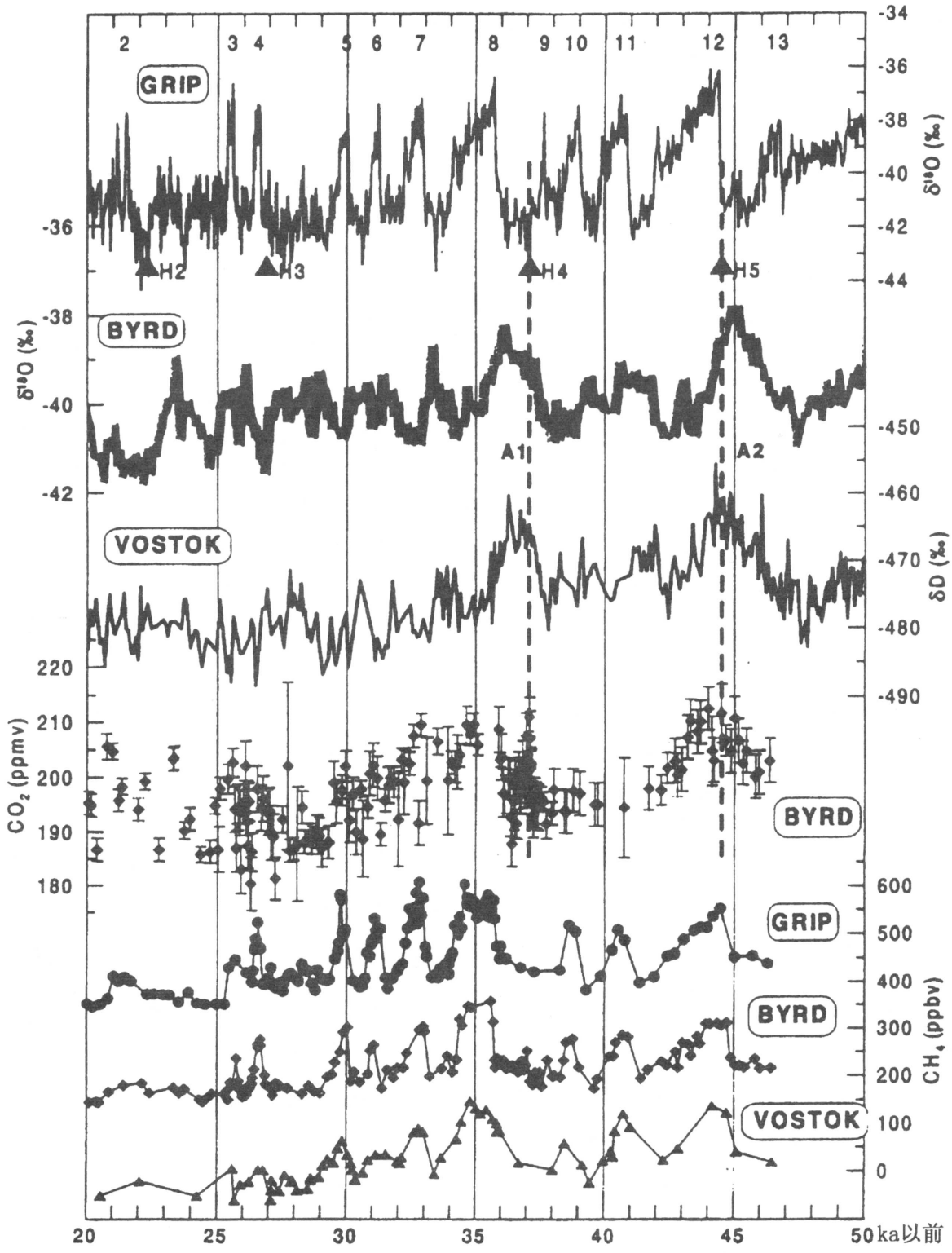


图 6.4 20～50kaBP 格陵兰(GRIP)及南极(BYRD, VOSTOK)冰岩芯同位素及温室气体(引自 Raynaud et al., 2000)

§6.2　中国的大温暖期

现在公认大约 10kaBP 进入全新世，全新世的特点就是气候显著回暖。过去从冰盖的消融、海面的上升、植被的变化等方面，已经作了许多研究。近年来的一个突出的成绩就是根据同位素建立了连续的曲线[15]，这样人们至少对部分地区的气候有了更准确的认识。图 6.5 给出 6 条同位素曲线，自上而下，两条代表热带，两条代表北半球，两条代表南极。由于曲线包括了 LGM，因此可以判断，从 LGM 到最暖时期，$\delta^{18}O$ 上升约 8‰ ~ 10‰。小的 $\delta^{18}O$ 负值，相当气候温暖，可见全新世是一个大暖期。但是进入全新世之后，各地的变化还是有明显不同，有的是后期较暖，如南极 Byrd，有的是早期较暖，如秘鲁。中国古里雅的曲线，虽然也能看出新仙女木及 LGM，但变化趋势与另外几条曲线差异较大，对它的分析应持慎重态度。

对全新世中国的气温变化，过去多采用竺可桢在“中国五千年来气候变迁的初步研究”[16]中给出的曲线。但是这个曲线在早期分辨率是很低的。而且当时用来说明气候温暖的只有两条考古证据：即陕西半坡遗址（约 6kaBP）的竹鼠和獐，以及山东龙山文化（约 4kaBP）的竹形陶器而已。后来大量的考古工作证明在 3kaBP 到 7kaBP，有各种热带亚热带动物生存在比现代高的纬度，而现代只能在热带找到这些动物，因此说明那时的气候比现代要暖。龚高法曾收集了从东北吉林到华南的考古挖掘出来的动物骨骼的材料，证明确实在全新世有一个暖期[17]。后来施雅风等作了进一步的分析[18,19]，表 6.1 即[19]中给出的例子，表中同时列出原作者。不过，这些遗骸只能说明在 3 ~ 7kaBP 在中原一带有目前只能在较低纬度才能生存的热带、亚热带动物活动。但是，这是否意味着当时中原的气候一定像目前热带、亚热带一样的温暖，则是一个有争议的问题。例如，从殷商以来野象活动的范围是逐渐南移了，但是这段时期也正是人类社会发展的时期，人类大量捕杀这些动物，同时也破坏了这些动物赖以生存的环境。因此，野象活动的南迁究竟在多大程度上受气候变化影响，而又在多大程度上受人类社会的发展影响还很难确定。况且，各种动物的生存对环境都有一个适应的范围，因此，单纯从动物活动

来推断气候变化的确切数值是比较困难的。

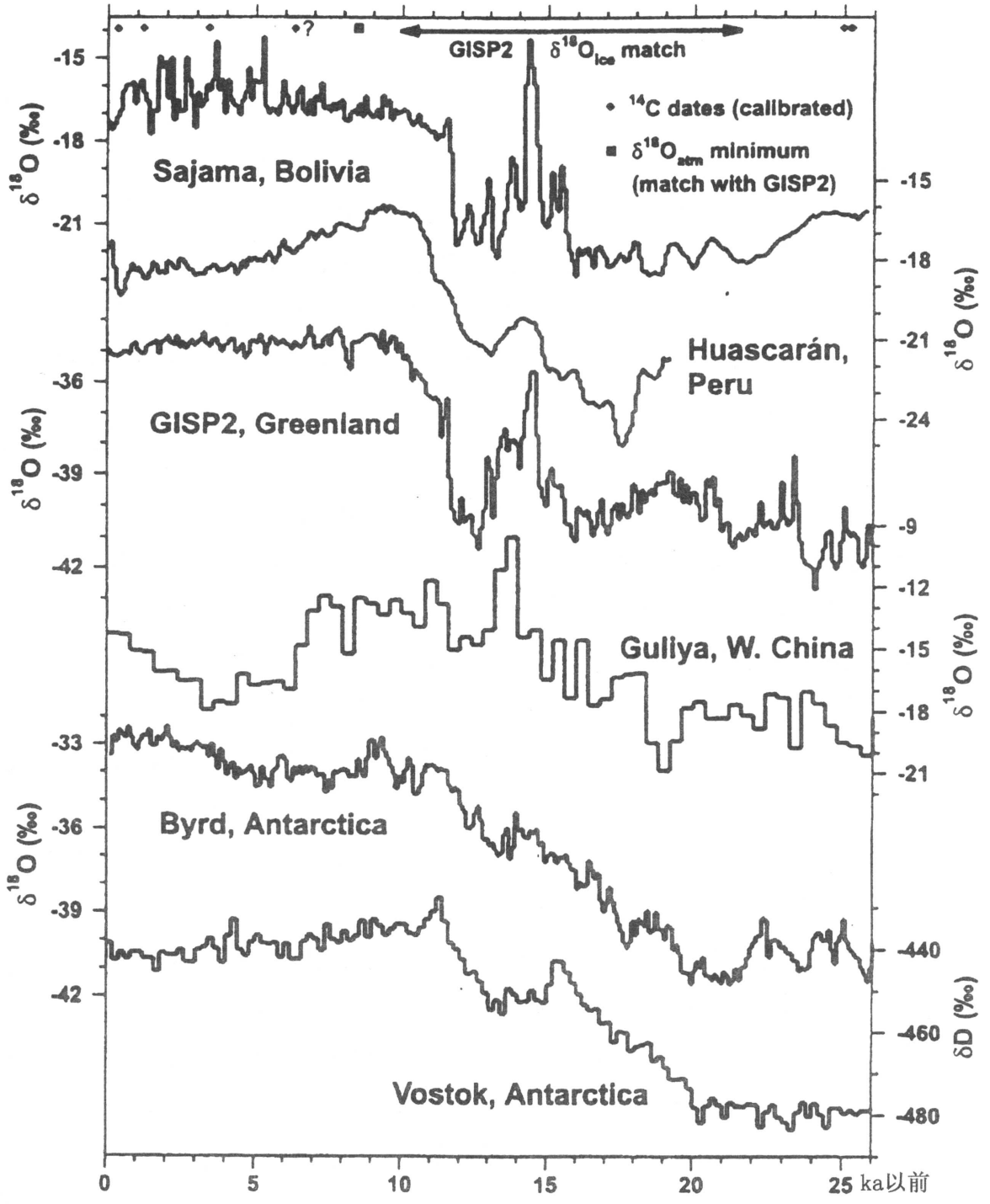


图 6.5 JN 26ka 冰岩芯同位素比较(引自 Thompson,2000)

图中自上而下为玻利维亚、秘鲁、格陵兰、中国及两个南极序列

在这方面孢粉分析则有了很大的优越性。首先孢粉能通过转换函数把不同植物的比重转换为气温或降水量,当然,这里面也有很大的不确定性,但至少可以提供一定的数量标志;其次能提供一个连续的序

列，这也是考古资料不能比拟的。施雅风等在这方面进行了大量的总结分析研究，这项研究包括覆盖中国大部分地区的 70 个孢粉分析点，其中不少点建立了局地的温度变化曲线，大部分曲线向前延伸到大约 10kaBP 的全新世开始时，这是研究中国全新世气候的重要基本资料。王绍武与龚道溢，根据中国温度变化的区域特征对包括台湾、西藏在内的 10 个区，分别建立近 10ka 年平均气温序列。然后根据 10 个区的面积，加权平均得到中国的近 10ka 气温变化曲线（图 6.6）。表 6.2 给出 10 个区所采用的资料及原作者，这些资料分辨率不统一，有的开始或最后有短缺，个别的只有定性的曲线没有温度标度，因此归一化是有一定困难的，在文献[20]中已作了简要的说明，实际这就意味着有一定的不确定性。经过分析表明，这个曲线反映大暖期的基本特征是问题不大的。由此可以得到两点结论：

①如果以气温稳定高于现今为标准，大暖期在 8.5～3.0kaBP；

②大暖期的盛期全国平均气温比现今高 2.0℃以上，时间在 5.5～6.0kaBP 及 7.0kaBP 前后。

表 6.1　全新世中国热带亚热带动物栖息最北界限（施雅风等，1996）

动物名称	时间(kaBP)	地点	纬度	经度	作　者
亚洲象	4.0～3.0	河北阳原	40°	114°	贾兰坡等(1980)
犀牛	6.08～5.60	陕西半坡	34°	109°	孙机(1982)
貘	3.4～3.1	河南安阳	36°	114°	杨钟健(1949)
獐	7.0	河北武安	36°	114°	周本雄(1981)
圣水牛	3.4～3.1	河南安阳	36°	114°	考古报告集(1963)
貉	4.0～3.0	河北阳原	40°	114°	贾兰坡等(1980)
竹鼠	6.08～5.60	陕西半坡	34°	109°	考古报告集(1963)
花面狸	7.0	河北武安	36°	114°	周本雄(1981)
大熊猫	6.0～5.0	河南淅川	33°	111°	贾兰坡等(1977)
孔雀	6.0～5.0	河南淅川	33°	111°	贾兰坡等(1977)
黄蚬	4.0～3.0	河北阳原	40°	114°	贾兰坡等(1980)

从表 6.2 中所列数字来看，个别地区气温高于现今的程度比全国平均要高，这是因为不同地区最暖的时期出现的时间不一致。另外，图 6.6 也表明在全新世间冰期仍然可能有与末次冰期类似的 D-O 振荡。例如在 0.5ka，1.5ka，3.0ka，5.0ka，6.5ka，8.0ka，9.0ka 就可能有冷期，平均大约 1.5ka 出现 1 次，正好与 D-O 振荡的时间尺度一致。8.0ka

左右的冷期就是目前国外不少研究的重点，也许这可以称为冰阶。不过可惜孢粉资料的时间分辨率太低，图 6.6 的曲线只作到每千年 4 个点，分辨率为 250 年。只有根据分辨率更高的资料才能对这些千年振荡作进一步分析。龚高法曾对中国大暖期出现时间作了比较研究，不仅有孢粉资料，也有湖泊沉积及黄土等资料，表 6.3 给出其结果。可见大体与表 6.2 的结果是一致的。

表 6.2 中国的全新世大暖期(施雅风等，1996)

序号	地区	地点	纬度(°N)	经度(°E)	年代(kaBP)	年平均气温高于现今(℃)	原作者	文献[19]页码
1	东北	孤山屯	42	126	8.3～4.0	1.7～2.6	刘金陵(1989)	33～39
2	华北	河北东部	40	118	8.0～4.0	3.0～4.0	童国榜等(1991)	1～38
3	华东	江苏建湖	34	120	8.5～3.7	1.7	唐领余等(1992)	80～93
4	华南	珠江三角洲	23	114	9.0～3.0	1.0	唐领余等(1996)	121
5	台湾	日月潭	24	121	8.5～3.0	2.0～3.0	Tsukada(1996)	91
6	华中	洞庭湖	29	113	7.5～4.0	3.0～3.5	于革(1985)	120
7	西南	贵州焚净山	28	109	7.8～2.7	1.6～3.0	唐领余等(1992)	123
8	西北	青海湖	37	100	8.0～3.5	3.0	孔昭宸等(1992)	48～65
9	新疆	艾比湖	45	83	8.5～4.0	1.0～3.0	文启忠(1992)	168～174
10	西藏	班公湖	34	80	8.3～4.0	3.0～4.0	王富葆(1992)	197～205

表 6.3 中国大暖期起止时间(kaBP)比较(Hameed，龚高法，1993)

地点	证据名称	起止时间	原作者
内蒙古察哈尔	孢粉	8.0～5.0	孔昭宸、杜乃秋，1992
北京	孢粉	7.5～3.0	张子斌等，1981
海河流域	孢粉、动物遗骸	8.0～5.0	许清海等，1992
36～40°N 沿海	牡蛎礁	8.0～3.0	韩有松，1980
上海	孢粉	7.5～5.0	王开发、张玉兰，1981
杭州湾	珊瑚礁、海滩岩	8.0～5.0	赵希涛，1982
长白山	孢粉	8.5～4.0	刘金陵，1982
新疆艾比湖	湖泊沉积物	7.5～2.5	李克让等，1991
新疆罗布泊	孢粉	7.5～2.5	严富华等，1982
祁连山敦德	冰岩心	8.5～4.0	李克让等，1991
甘肃	黄土-古土壤及磁化曲线率	9.0～5.0	安芷生等，1990
喀喇昆仑山	冰川	7.5～5.5	李克让等，1991
云南西部	孢粉	7.0～3.0	李克让等，1991
西藏中南部	孢粉	7.5～3.0	Huang Ci-xuan 等，1987
中国	综合	7.5～3.0	施亚风等，1992
河北平原	孢粉	8.0～5.0	许清海等，1992
台湾中部	孢粉	8.5～3.0	Tsukada，1966

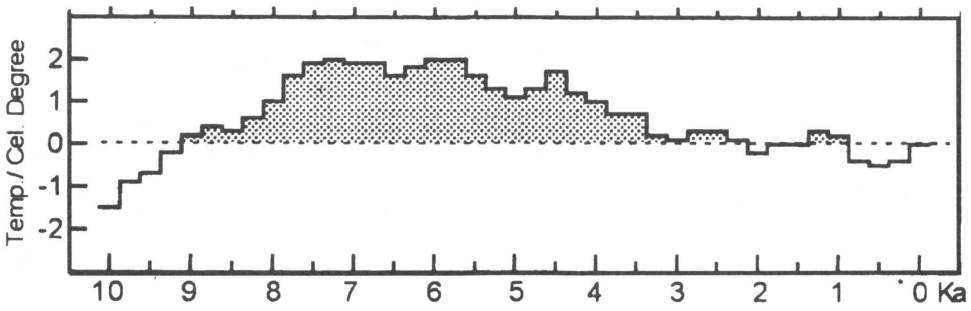


图 6.6　10ka 以来中国的年平均温度变化(引自王绍武、龚道溢,2000)

§6.3　中世纪暖期

有大量的证据说明地球上不少地区在公元 900 年到 1300 年之间有一个气候温暖的时期开始称为“小气候最适宜期”,后来则多采用“中世纪暖期”[21]。但是,中国是否也存在一个中世纪暖期,学术界是有争议的。竺可桢认为中国隋、唐(589 ~ 907 年)时期气候温暖,宋朝(960 ~ 1279 年)气候转凉,即暖期出现在中世纪暖期之前。满志敏对此提出了不同的见解,他在施雅风总主编的《中国历史气候变化》一书[19]中,详细列举了 8 个方面的证据,说明五代中至元前期(10 世纪到 13 世纪末)气候温暖。

6.3.1　10 世纪至 13 世纪初冬麦种植北界

在五代后唐长兴四年(公元 933 年)征收小麦、大麦等夏税的州、军包括了威塞军(今涿鹿)、大同军(今大同)、振武军(今朔县),征收时间在农历五月十五日至六月十日。可见这些夏税征收地区均有冬麦种植。北宋时临洮一带也是冬麦区。依此分析,冬小麦的种植北界比现代偏北数十到百千米。

6.3.2　11 世纪后期开封一带水稻齐穗日期

11 世纪后期的文献记载中有 6 次皇帝观稻的日期,地点在开封,观稻平均日期为 10 月 31 日。水稻从开花到成熟大约需要 40 天。观稻时应该是成熟期,依此推算开花期约在 9 月 20 日前后,现代的日期约比这迟一个候(5 天)。

6.3.3 10 世纪中叶至 13 世纪末甘蔗的种植北界

据北宋《证类本草》记载，江浙一带均有甘蔗种植，又据《清异录》记载；北宋初期太湖流域和杭州一带都有甘蔗种植，杭州等地出现了糖坊。而现代甘蔗北界在邵阳、长沙、景德镇、金华一带，比上面提到的地区偏南近 1 个纬度。

6.3.4 12 世纪至 13 世纪初茶树的种植北界

12 世纪末、13 世纪初时，金宋以淮河为界，金人饮茶成俗，但金地不产茶叶，茶叶全由南宋输入，但是输送的并不只是茶叶，而包括茶籽及茶苗。这表明金朝的一些地区可能也在试图种植茶叶。到了公元 1199 年，金朝在淄、密、宁海、蔡等四州设作坊造新茶。这四州分别在今山东淄博南、诸城、牟平和河南汝南。因此，那时可能至少山东半岛有茶树。另外据记载，开封当时也是茶叶产地。而现代茶树的种植北界在南阳、驻马店、徐州、临沂至青岛，较之偏南 1 个纬度。

6.3.5 13 世纪柑橘的种植北界

公元 1214 年成书的《郯录》记载浙江嵊县试种柑橘成功，1260 ~ 1264 年成书的《景定建康志》记载，今南京一带的物产中已有柑、橙、橘等水果。现代柑橘类水果则仅产于太湖一带和长江口等地，南京附近并无种植。此外，在邓州（今邓县）、唐州（今唐河）也有种植记载。这些地方均在现代种植北界之北，现代的种植北界较之偏南了 1 个纬度左右。

6.3.6 13 世纪苎麻的种植北界

元初官撰农书《农桑辑要》中详细记载了苎麻在河南栽种的技术，指出在当时的陈州和蔡州，即今河南的淮阳和汝南，苎麻可一年收 3 次，而现代苎麻可收 3 次的北界在南阳、驻马店、阜阳、蚌埠至南京一线，比当时的北界线偏南了 1 个纬度。

6.3.7 13 世纪中叶杭州的物候

据 13 世纪的《梦粱录》、《西湖老人繁胜录》记载，当时的花朝节，即

桃花盛开的时间在二月十五日(合公历 3 月 22 日)。过端午节插栀子,开花的时间不会晚于端午(公历 6 月 8 日)。把这物候与现代比较则比现代至少提前 3 ~ 4 天,按物候变化规律,亦相当于当时的自然带比现代偏北 1 个纬度。

6.3.8　960 ~ 1109 年开封冬暖

由于北宋时开封一带保留了较多的关于冷暖状况的史料。因此,可以利用计算寒冷指数的方法计算 10 年平均气温距平。根据这个估算结果,从公元 1020 ~ 1109 年共计 90 年的时间,冬季气温显著高于公元 960 ~ 1019 年。

这些证据说明,可能从公元 10 世纪初到 13 世纪末有一个较温暖的时期,而不是像竺可桢认为的是一个寒冷时期。这样也就使中国中世纪暖期与世界中世纪暖期更趋于吻合。但是竺可桢所列举的一些寒冷的证据也是无可否认的。满志敏等也举出了一些例子。如公元 985 年九江一带“大江冰合,可胜重载”。1018 年冬湖南南部“大雪六昼夜方止,江、溪渔皆死”。12 世纪之后的寒冷事件就更频繁了。公元 1110 年福州的荔枝全部冻死。公元 1111 年太湖全部结冰,洞庭湖桔树全部冻死。1113 年大寒潮,中原地区大雨雪十余日不止。1126 年冬有 6 次大寒潮,直到 1127 年 5 月仍有寒潮。1132 年太湖再度结冰,桔树大部分冻死。1135 年江汉地区“冰凝不解、深厚数尺”。不过这个冷期可能不长,12 世纪末气温又迅速升高。因此,可能比较科学的说法是:中国中世纪暖期并不是一个持续高温时期,其中至少有 3 个暖期与 2 个冷期,后一个冷期尤为强烈。这也可以视为向小冰期寒冷气候的转换信号。

但是要确切了解中世纪暖期的情况,仍然要建立均匀的气温序列。王绍武等[20]近来根据史料建立了公元 800 年以来中国东部气温序列。由于对 1400 年以后的中国东部气温变化已作了较为详细的分析[22,23]。所以,利用史料研究中世纪暖期,就要开发新史料来源。幸好,近来不少作者都收集整理了较早时期的史料(表 6.4)。因此,有可能用以重建公元 800 年以来的中国东部气温序列。不过由于资料较少,只能把中国东部作为一个区,并且时间分辨率只作到以 50 年为一个单位。同时,如果分季节则史料数目不够(表 6.5)。所以,重建的是年平均气温。

表 6.4 公元 800 ~ 1399 年期间史料来源

序号	史料年代	朝代	内 容	条数	原 作 者
1	9 ~ 14 世纪	唐 ~ 明	冷冬 暖冬 冷夏 暖夏	42 40 34 36	王绍武,1990 王绍武,1990 王绍武,1990 王绍武,1990
2	800 ~ 941 年 960 ~ 1100 年 1288 ~ 1340 年	中唐 ~ 五代 北宋 元	特殊寒冷事件 10 年气温距平 暴风雪灾害	12 15 13	满志敏,1996 满志敏,1996 满志敏,1996
3	962 ~ 1228 年	宋	冷、暖事件	67	王铮、张丕远,1996
4	962 ~ 1127 年 1018 ~ 1371 年 821 ~ 1399 年	北宋 宋 ~ 明 唐 ~ 明	寒冷事件 寒冷 严冬	19 07 36	文焕然,文榕生,1996 文焕然,文榕生,1996 文焕然,文榕生,1996
5	627 ~ 904 年 814 ~ 947 年 821 ~ 903 年 962 ~ 1237 年 988 ~ 1113 年 1197 ~ 1232 年 1284 ~ 1368 年	唐 南唐,北齐 唐 宋 辽 金 元	冻害 冻害、暑热 海冰 冻害 冻害 冻害 冻害	33 05 02 36 07 10 30	张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997 张家诚,陈玉琼,1997
6	628 ~ 902 年 647 ~ 904 年 821 ~ 903 年	唐 唐 唐	霜、雪 大寒 海冰	10 17 03	满志敏,1998 满志敏,1998 满志敏,1996
7	928 ~ 1113 年	辽	冻害	15	邓辉,1998

表 6.5 公元 800 ~ 1399 年有关冷暖的史料条目数

年 代	春	夏	秋	冬	年
800 ~ 849	5	3	7	8	23
850 ~ 899	3	0	0	4	07
900 ~ 949	4	0	4	3	11
950 ~ 999	4	2	2	10	18
1000 ~ 1049	3	2	1	5	11
1050 ~ 1099	2	0	2	13	17
1100 ~ 1149	2	2	1	10	15
1150 ~ 1199	9	2	1	12	24
1200 ~ 1249	10	2	2	6	20
1250 ~ 1299	2	0	2	1	05
1300 ~ 1349	11	4	4	11	30
1350 ~ 1399	6	2	6	3	17
共 计	61	19	32	86	198

对中国西部,王绍武等曾利用敦德、古里雅冰芯及树木年轮,建立了甘肃、新疆及西藏 3 个区公元 1000 年以来的序列[24],分辨率达到 10 年。为了与东部比较,也合成 50 年平均曲线,并向前延伸到公元 800

年。这样,就有了中国东部及西部两条温度变化曲线。东西两部所代表的国土面积大体相近[25],所以不再加权,把东西两部直接平均得到代表中国的1200年气温曲线(图6.7)。从图6.7可以得到如下结论:

①中国中世纪确实有一个暖期,温暖程度略低于20世纪;

②温暖期主要在东部,包括9世纪后半到11世纪末及13世纪两个温暖阶段;

③西部除9世纪后半较暖外,10~13世纪无明显暖期;

④12世纪特别是前半叶,无论在西部还是在东部都比较寒冷。

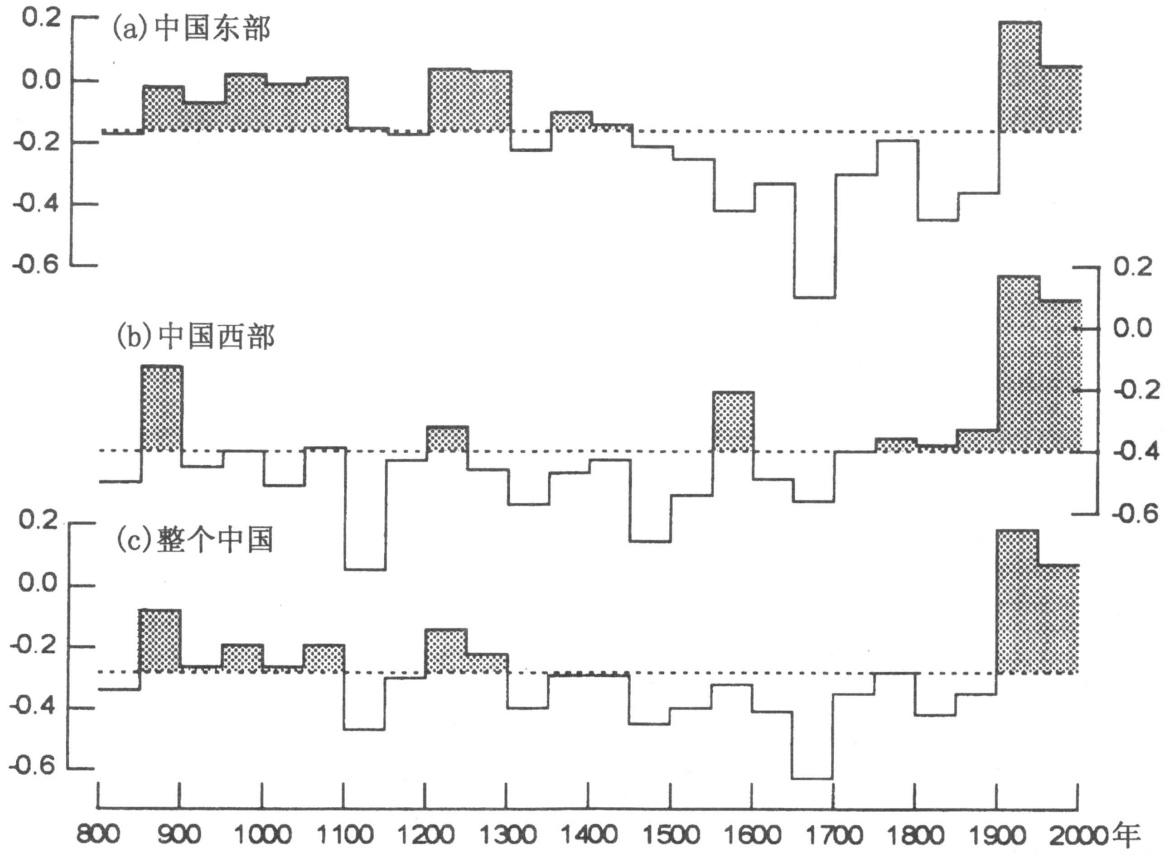


图6.7　近1200年中国平均气温(单位:℃)

§6.4　小冰期

小冰期一般泛指1550~1850年间气候相对寒冷的时期,那时北半球中纬度地区年平均气温的30年平均值,约比20世纪中、后期的暖期低1.0℃左右,北半球高纬度可能低1.5~2.0℃[26]。气温平均值能有这样大的变化,个别年异常必然更为强烈,况且在气候史上这是距离当

代最近的一段冷期，因此，受到科学家广泛的重视。1992 年，在东京召开了小冰期气候国际讨论会[27]。同年出版了由 Bradley 等主编的专著《公元 1500 年以来的气候》[28]。这些工作推动了这方面的研究，增进了对小冰期气候的了解，充分地反映了国际上对这一问题的关注。

最早对中国的小冰期气候进行研究的是竺可桢[16]。他在 1973 年指出寒冷的冬季出现在 1470～1520 年、1620～1720 年及 1840～1890 年期间，不过他并没有使用小冰期这个名称。1981 年，张德二和朱淑兰[29]建立了我国南部 5 个区 1471～1970 年间每 10 年的冬温指数，并以上海为例对 10 年平均冬季气温距平作了估算。以后张丕远等(1979)、满志敏(1986)及周清波等(1997)从不同角度讨论了寒冷出现的频率，发现的冷期大体与竺可桢的结论一致。1981 年，张先恭[30]根据祁连山圆柏年轮变化指出近 500 年中的 3 次冷期分别出现于 1428～1537 年、1622～1740 年及 1797～1870 年。不过以上研究或专指冬季，或针对生长季，未能反映全年情况。

1990 年，王绍武[22,23]建立了近 500 年华北及华东四季 10 年平均气温距平序列，这样就能够从全年气温变化来研究中国的小冰期。王绍武和王日昇[31]把中国的小冰期分为 3 个寒冷时期，记为Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，每个寒冷时期中又划分出两个寒冷阶段，用下标 1 和 2 注明：$Ⅰ_1$(1450～1470 年)，$Ⅰ_2$(1490～1510 年)，$Ⅱ_1$(1560～1600 年)，$Ⅱ_2$(1620～1690 年)，$Ⅲ_1$(1790～1810 年)，$Ⅲ_2$(1830～1890 年)，其中 1450 年指 15 世纪 50 年代。不过只有中国东部的两个区，未能充分反映小冰期整个中国的情况。

后来王绍武等建立了全国包括新疆、西藏及台湾在内的 10 个区 1880～1996 年逐年气温年平均序列[25]。发现如果把西部地区考虑在内，则近百年的气候变暖比早先只根据东部地区的资料所作的估计要明显得多，这促使作者进一步扩大研究的地理范围。况且，我国西部近来有了敦德及古里雅冰芯[32,33]及青海的树木年轮[34]千年以上完整的序列，各省及地区、市的史料也不断整理出版。因此，王绍武等对包括全国 10 个区的小冰期气候作进一步分析。所用资料列在表 6.6，对 10 个区加权平均得到全国的 10 年平均气温距平。但是可惜有的区序列较短。因此，全国平均序列仅向前延伸到 1600 年。

表 6.7 给出各区与全国平均的相关系数，可见除新疆外，其余各区

相关系数均在0.5左右。或者更高，如青藏达到0.82、西北达到0.81、华北达到0.73。因此，全国平均有一定的代表性。但详细分析各区的气温曲线表明，全国可以分为3组，新疆、东北及闽台为一组代表周边地区，其特点是20世纪末最暖，17世纪及19世纪较冷，另一组为西北及青藏，17世纪最冷以后气温缓慢上升，到20世纪中达到最暖，20世纪末不如20世纪中暖。最后一组代表中国大陆中部，其特点是17世纪及19世纪冷。但19世纪可能在华东、华北更冷，17世纪在华中及西南更冷。图6.8给出华北、华东区及中国气温10年平均距平序列，低于序列平均用阴影画出。表6.8给出小冰期3个寒冷期的气温距平，可见小冰期的寒冷阶段的气温距平在－0.50℃左右，而20世纪中叶前的暖期接近＋0.50℃。因此，可以概括地讲，小冰期约比20世纪的暖期气温低1.0℃。

表6.6　研究小冰期用的资料来源

序号	地区	资料来源及原作者	起迄年代
1	东北	1748年后用魏松林提供的根据树木年轮建立的年平均气温，1600年后用邵雪梅等(1997)长白山树木年轮，1880年后用观测资料	1600～1870年
2	华北	王绍武(1990)用史料建立的4季气温10年平均距平，1880年后用观测资料	1380～1870年
3	华东	王绍武、王日昇 (1990)用史料建立的4季气温10年平均距平，1880年后用观测资料	1380～1870年
4	华南	王绍武等(1998)用史料建立的年气温10年平均距平，1880年后用观测资料	1500～1870年
5	闽台	同上	1500～1870年
6	华中	叶愈源与赵文兰(1997)用史料建立的4季气温10年平均，1880年后用观测资料	1470～1870年
7	西南	同华南	1500～1980年
8	西北	用姚檀栋等(1990)敦德冰芯 $\delta^{18}O$ 转换年气温10年平均距平，1950年后用观测资料	1000～1940年
9	新疆	用姚檀栋等(1996)古里雅冰芯 $\delta^{18}O$ 转换年气温10年平均距平，1950年后用观测资料	1000～1940年
10	青藏	用康兴诚等(1997)树木年轮转换年气温10年平均距平，1880年后用王绍武(1998)建立的序列	1000～1870年

竺可桢[16]曾指出在12世纪初及14世纪中还有两次时间不长的冷期。龚高法进一步确认了这一点[17]。从分区气温曲线可以看出，12世纪初的冷期在青藏及新疆的曲线上有反映，而14世纪冷期在西北最明显，这从图6.8上也可以看出来。这样，我们就可以初步得到结论：近千年来中国可能出现5次冷期，其出现时间分别在1110～1150年、

1300～1390 年、1450～1510 年、1560～1690 年及 1790～1890 年，5 个冷期的强度变化趋势是愈往后愈强。但是，真正称得上小冰期的主要是后面两个冷期，这与长期以来把小冰期划定为 1550～1850 年的观点是一致的。但是在进入小冰期之前已有几次降冷，不过其强度均较弱。世界上其它地区也有类似现象[35]，这也可能就是有一些作者认为小冰期要开始得更早的原因。

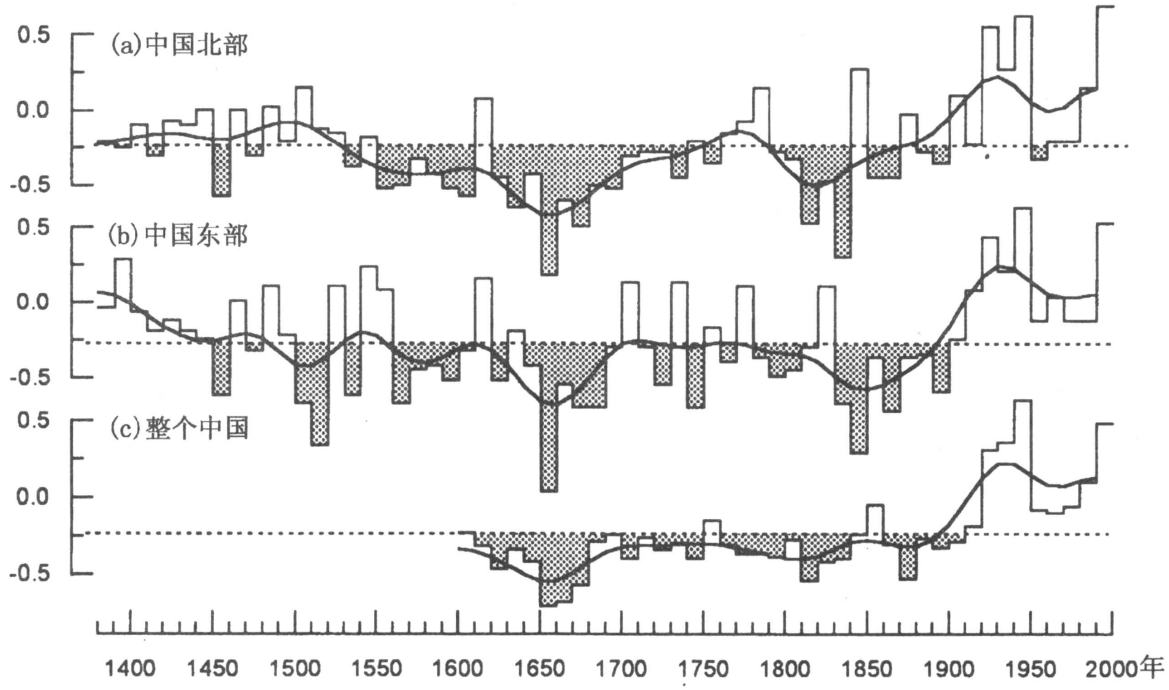


图 6.8　1380 年以来中国平均温度曲线(对 1880～1979 年距平)

图中虚线为 620 年平均

表 6.7　1600～1990 年各区及中国平均气温之间的相关系数

区	东北	华北	华东	华南	闽台	华中	西南	西北	新疆	青藏	平均
东北	1.00	0.30	0.27	-0.19	0.57	0.17	-0.03	0.39	0.30	0.31	0.55
华北	0.30	1.00	0.60	0.46	0.44	0.63	0.33	0.44	0.26	0.67	0.73
华东	0.27	0.60	1.00	0.48	0.62	0.78	0.46	0.43	0.32	0.55	0.71
华南	-0.19	0.46	0.48	1.00	0.27	0.54	0.66	0.30	0.03	0.55	0.49
闽台	0.57	0.44	0.62	0.27	1.00	0.36	0.22	0.43	0.47	0.46	0.65
华中	0.17	0.63	0.78	0.54	0.36	1.00	0.53	0.38	0.29	0.50	0.67
西南	-0.03	0.33	0.46	0.66	0.22	0.53	1.00	0.42	0.18	0.55	0.59
西北	0.39	0.44	0.43	0.30	0.43	0.38	0.42	1.00	0.06	0.57	0.81
新疆	0.30	0.26	0.32	0.03	0.47	0.29	0.18	0.06	1.00	0.07	0.37
青藏	0.31	0.67	0.55	0.55	0.46	0.50	0.55	0.57	0.07	1.00	0.82
平均	0.55	0.73	0.71	0.49	0.65	0.67	0.59	0.81	0.37	0.82	1.00

表 6.8　小冰期 3 个寒冷时期气温距平(℃)

冷期年代		华　北	华　东	全　国
I_1	1450 ~ 1470 年	-0.29	-0.31	
I_2	1490 ~ 1510 年	-0.06	-0.61	
II_1	1560 ~ 1600 年	-0.47	-0.47	
II_2	1620 ~ 1690 年	-0.63	-0.57	-0.47
III_1	1790 ~ 1810 年	-0.45	-0.41	-0.40
III_2	1830 ~ 1890 年	-0.32	-0.58	-0.30
20 世纪暖期	1920 ~ 1940 年	0.49	0.43	0.43

§6.5　现代气候变暖

王绍武等于 1963 年发表了“我国气候振动的研究”一文,分析了我国 20 世纪气候变暖趋势。但是,当时所用的长气温序列仅限于我国沿海地区。后来中国气象局气科院天气气候所及中央气象台在杨鉴初的指导下绘制了中国气温等级图。张先恭等[30]把全国气温等级与北半球气温变化比较,这是第 1 次对中国的气候变暖趋势作出估计,但可惜气温等级序列仅开始于 1910 年,所以无法了解变暖过程的全貌。1990 年王绍武发表了对 1880 年以来中国气温变化趋势的研究[36],但是,在 1910 年之前仅用了哈尔滨、北京、上海及广州 4 个站,而这 4 个站均在沿海地区,因此曲线的代表性不够,而且 1951 年之后用 160 个站,1910 年前只有 4 个站,序列显著不均匀。其它还有一些类似的工作,但是也都没有能避免序列覆盖面不完全及前后资料密度相差太大这两个关键性的问题。1951 年之前的气温等级图,缺新疆、西藏,这两个区约占我国领土的三分之一。显然缺少这两个区,就很难谈到对整个中国的代表性。

1998 年王绍武等[25]把观测资料与代用资料结合,建立了中国 10 个区的年平均气温序列,然后按各区所代表的面积加权得到中国的气温序列,这个序列在一定程度上克服了前面谈到的缺陷。这包括如下几个方面:

①较为严格地划分定了区。先根据过去的研究及资料的情况确定出 10 个区,每个区选出 5 个代表站(图 6.9)。然后计算 5 个站平均气

温距平与全国 1°×°经纬度气温序列求相关。每个 1°×1°网格与哪一个区相关最高就划入该区。

②振幅标准化。每个区在 1951 年之后也只用 5 个代表站。1951 年之前有 5 个站观测的尽量用 5 个站,如果只有 1 个中心站的,把中心站记录除以该站的标准差,再乘以 5 个站平均的标准差,避免用 1 个站时气温距平振幅过大。

③代用资料归一化,凡利用气温等级的,根据 1961 ~ 1990 年气温等级与气温观测资料把等级转化为气温距平。凡利用冰芯 $\delta^{18}O$ 的,先把 $\delta_{18}O$ 对 1961 ~ 1990 年标准化,然后乘以该区 1961 ~ 1990 年气温标准差,树木年轮也作相同处理。

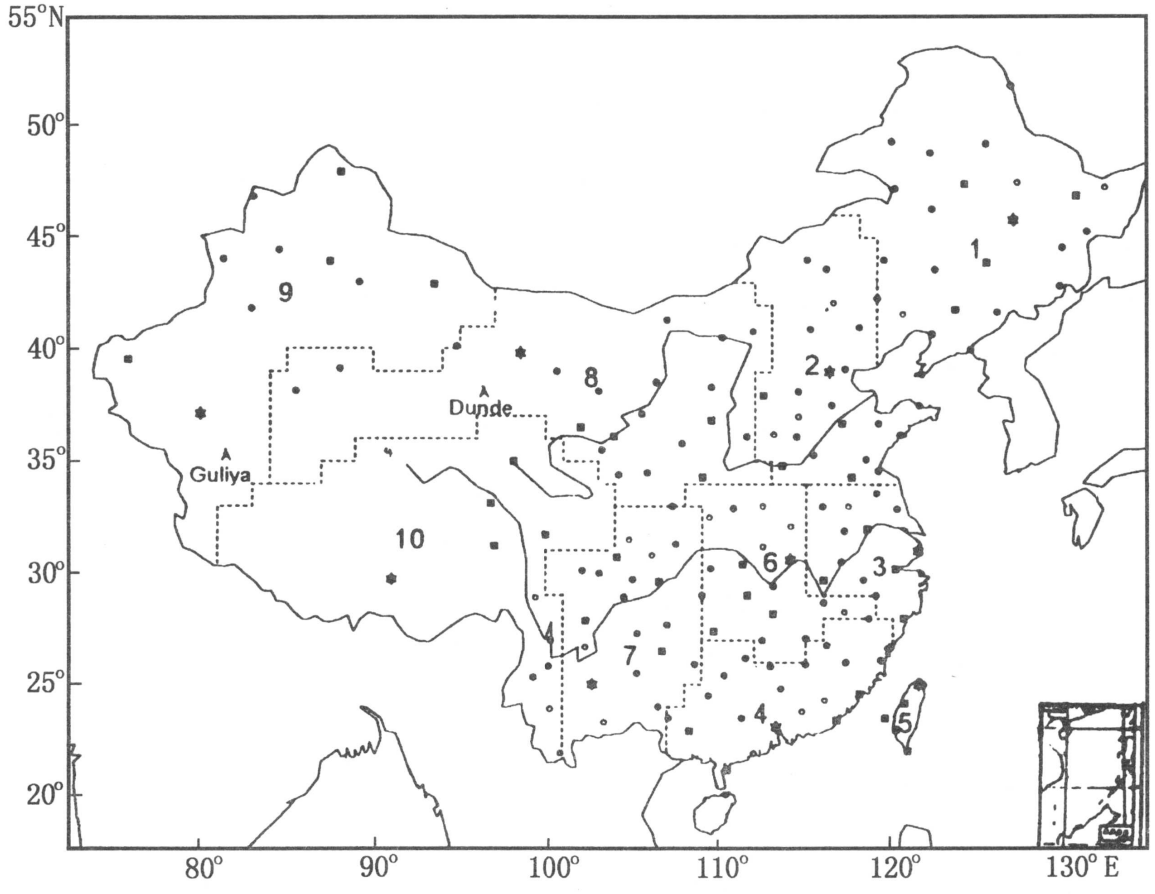


图 6.9 中国的气温分区

图中 1 ~ 10 为区号,星号为中心站,方块为代表站,圆点为有气温级的站,圆圈为只有 1951 年以后观测资料的站,共计 165 个站。敦德及古里雅的位置用箭头标出

图 6.9 为所用资料及分区情况。图中虚线为各区的界线,在给定每个区的权重时,不仅考虑了经纬度格点数,同时考虑了不同纬度实际面积的大小,每个区的权重列在表 6.10 中。图中星号为中心站,每个

区1个。黑方块为代表站，每个区5个，站名给在表6.9。黑点为有气温等级的站，圆点为只有1951年观测资料的站，敦德与古里雅冰芯所在位置用箭头标出。

表6.9　气温分区及代表站

序号	地区	代　表　站
1	东北	齐齐哈尔、佳木斯、哈尔滨*、长春、沈阳
2	华北	北京*、太原、济南、郑州、徐州
3	华东	南京、上海*、杭州、九江、温州
4	华南	南宁、广州*、汕头、厦门、湛江
5	台湾	台北*、台中、台南、澎湖、恒春
6	华中	汉口*、宜昌、长沙、常德、芷江
7	西南	成都、重庆、西昌、贵阳、昆明*
8	西北	延安、西安、兰州、西宁、酒泉
9	新疆	阿勒泰、乌鲁木齐、哈密、喀什、和田*
10	西藏	拉萨*、昌都、玉树、玛多、甘孜

表中注*号者为中心站

表6.10　区气温序列资料来源及权重

序号	地区	1880～1910年	1911～1950年	1951～1996年	权重
1	东北	哈尔滨、根室气温观测	气温等级图	代表站气温观测	0.131
2	华北	北京气温观测	气温等级图	代表站气温观测	0.084
3	华东	上海气温观测	气温等级图	代表站气温观测	0.043
4	华南	广州、香港气温观测	气温等级图	代表站气温观测	0.059
5	台湾	代表站气温观测，1897年前用史料	代表站气温观测	代表站气温观测	0.011
6	华中	史料	气温等级图	代表站气温观测	0.072
7	西南	史料	气温等级图	代表站气温观测	0.071
8	西北	敦德冰芯	气温等级图	代表站气温观测	0.198
9	新疆	古里雅	古里雅冰芯	代表站气温观测	0.149
10	西藏	树木年轮	拉萨气温观测树木年轮	代表站气温观测	0.182

图6.10为1880～1999年气温距平曲线。由于这个曲线自始至终都是用10个区平均得到的，所以相对讲是均匀的，而且资料覆盖面是完整的，这是第一次能给出一条代表中国气温变化的序列。如果把这个序列与1990年的序列比较就会看出，两个序列在1910年之后差别不很明显，但1910年之前新的序列显著偏低，1880～1910年新的序列比1990年的序列低0.24℃。但1911～1950年仅比过去的估计低0.01℃，而1951～1996年则比过去的估计高0.02℃。可见差别主要在

上世纪末到本世纪初。1990 年的估计只考虑了东部沿海 4 个站，而新的序列包括了新疆、西藏等西部地区。那段时间西部是比较冷的，特别是新疆估计比 1961 ~ 1990 年低 0.8 ~ 0.9℃。所以当资料覆盖到西部时，全国平均温度显著降低。

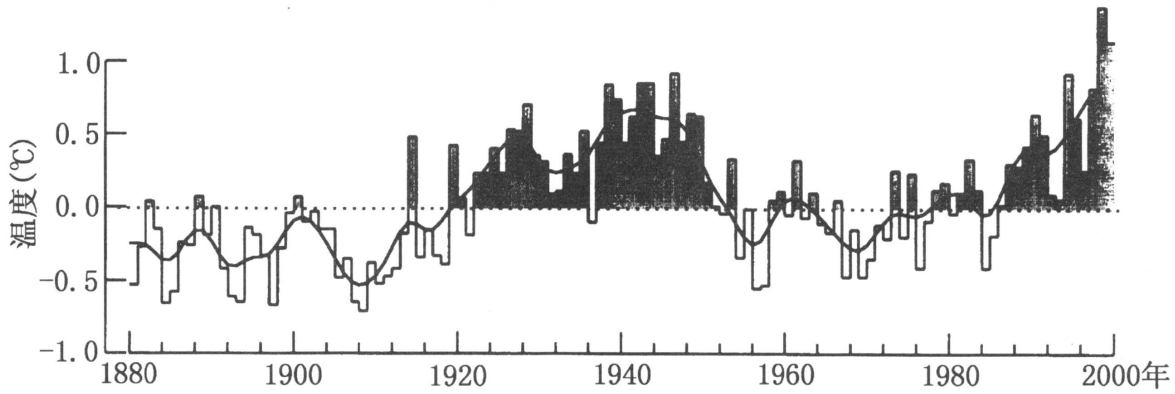


图 6.10　1880 ~ 1999 年中国平均气温(对 1961 ~ 1990 年距平)

由于新的序列早期温度低，因此，根据这个序列估计的变暖趋势也增加了。用 1990 年的序列估计 1880 ~ 1990 年变暖速率为 0.09℃/100 年，同期新的序列的变暖速率为 0.37℃/100 年。但是如果把新的序列延长到 1999 年，则变暖速率上升到 0.50℃/100 年。这主要是近 20 年东亚包括中国是全球变暖速率最高的地区，中国气温回升猛烈[37]。1998 年成为中国近一百多年来最暖的一年，气温距平值达到 1.38℃。1999 年气温低于 1998 年，但也是一个较暖的年，不过 20 世纪 90 年代中国的平均气温可能仍略低于 40 年代，这与全球平均有所不同，全球平均 1998 年也是最暖的一年，距平达到 0.57℃，而且 90 年代也是 1856 年有记录以来最暖的一个 10 年。

参 考 文 献

[1] 威廉斯等著，刘东生等编译，第四纪环境，科学出版社，1 ~ 304，1997。

[2] 黄春长，环境变迁，科学出版社，1 ~ 209，1998。

[3] 熊尚发、丁仲礼、刘东生，第四纪气候变化机制研究的进展与问题，地球科学进展，**13**(3)，265 ~ 272，1998。

[4] Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D. et al., 420,000 years of climate and atmospheric history revealed by the Vostok deep antarctic ice core, *Nature*, **399**: 429 - 436, 1999.

[5] PAGES, News of the International Paleoscience Community, **7**(3): 1 - 19, 1999.

[6] Ding Z. L., Yu Z. W., Rutter N. W. and Liu T. S., Towards an orbital time scale for Chinese Loess deposits, *Quaternary Science Reviews*, **13**: 39 – 70, 1994.

[7] Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et al., Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record, *Nature*, **364**: 218 – 220, 1993.

[8] Heinrich H., Origin and conseguence of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the rast 130000 years, *Quaternary Research*, **29**: 142 – 152, 1988.

[9] Boyle E. A., Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transitions? *Quaternary Science Reviews*, **19** (1 – 5): 255 – 272, 2000.

[10] The PAGES/CLIVAR Intersection, Report of a joint IGBP-WCRP Workshop, Venice, Italy, November, 1994, eds J-C Duplessy and J Overpeck, PAGES, CLIVAR, Global Change IGBP, 30.

[11] Raynaud, D., Barnola J-M, Chappellaz J. et al., The ice record of greenhouse gases: a view in context of future changes, *Quatenary Scicnce Reviews*, **19**(1 – 5): 9 – 17, 2000.

[12] Broecker W. S., Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? Paleoceanography, **13**, 2:119 – 121, 1998.

[13] Keiywin L. D. and Boyle E. A., Detecting Holocene changes in thermohaline circulation, PNAS, **97**(4): 1343 – 1346, 2000.

[14] Broecker W. S., Was a change in themohaline circulation responsible for the Little Ice Age? PNAS, **97**(4): 1339 – 1342, 2000.

[15] Thompson L. G., Ice core evidence for climate change in the Tropics: imlications for our future, *Quaternary Science Review*, **19**(1 – 5): 19 – 35, 2000.

[16] 竺可桢,中国五千年来气候变迁的初步研究,中国科学, **16**(2),226 ~ 256, 1973。

[17] Hameeds, 龚高法,中国历史时期温度的变化,张翼等主编《气候变化及其影响》,中国科学院地理研究所,全球变化研究系列文集,第一集,气象出版社, 57 ~ 69, 1973。

[18] 施雅风、孔昭宸、王苏民等,中国全新世大暖期气候与环境的基本特征,施雅风主编《中国全新世大暖期气候与环境》,海洋出版社,1 ~ 118, 1992。

[19] 施雅风总主编,本卷主编张丕远,中国气候与海面变化及其趋势和影响,①中国历史气候变化,山东科学技术出版社,1 ~ 533, 1996。

[20] Wang Shaowu and Gong Daoyi, Climate in China during the four special periods in Holocene, *Progress in Natural Science*, **10**(5): 379 – 386, 2000.

[21] Hughes M. K. and H. F. Diaz, Was there a Medieval Warm Period, and if so, Where and When? Climatic Change, **26**(2 – 3): 109 – 142, 1994.

[22] 王绍武,公元 1380 年以来我国华北气温序列的重建,中国科学 (B 辑), **20** (5), 553 ~ 560, 1990。

[23] Wang Shaowu, Reconstruction of palaeo - temperature series in China, from 1380s to the 1980s, Würzhurger Geographishe Arheilen, Heft 80: 1 - 19,1991.
[24] 王绍武、叶瑾琳、龚道溢,中国小冰期的气候,第四纪研究,(1),54 ~ 64,1998。
[25] 王绍武、叶瑾琳、龚道溢等,近百年中国气温序列的建立,应用气象学报,**9**(4),392 ~ 401,1988。
[26] 王绍武,小冰期气候的研究,第四纪研究,(3),202 ~ 212,1995。
[27] Mikami T. ed., Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate. Tokyo, Tokyo Metropolitan University, 1 - 5,1992.
[28] Bradley R. S., Jones P. P. eds., Climate Since A. D. 1500, London: Routledge, 1 - 31,1992.
[29] 张德二,朱淑兰,近五百年我国南部冬季温度状况的初步分析,见:中央气象局气象科学研究院天气气候研究所编,全国气候变化学术讨论会文集(1978),科学出版社,64 ~ 70,1981。
[30] 张先恭、赵溱、徐瑞珍,祁连山圆柏年轮与我国气候变化趋势,见:中央气象局气象科学研究院天气气候研究所编,全国气候变化学术讨论会文集(1978),科学出版社,26 ~ 35,1981。
[31] 王绍武、王日昇,中国的小冰河期,科学通报,**35**(10),769 ~ 772,1990。
[32] 姚檀栋、谢自楚、武筱舲等,敦德冰帽中的小冰期气候记录,中国科学(B 辑),(11),1197 ~ 1201,1990。
[33] 姚檀栋、杨志红、皇翠兰等,近 2ka 来高分辨的连续气候环境变化记录——古里雅冰芯近 2ka 记录初步研究,科学通报,**41**(12),1103 ~ 1106,1996。
[34] 康兴成,Graumlich L. J., Sheppard P., 青海都兰地区 1835 年来的气候变化——来自树木年轮资料,第四纪研究,(1),70 ~ 75,1997。
[35] Wang Shaowu, Bi Ming and YeJinlin, Climate Change during the last millennium, In《From Atmospheric Circulation to Global Change》, celebration of the 80th birthday of Professor Ye Duzheng, Edited by The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China Meteorological Press, 660 ~ 668,1996.
[36] 王绍武,近百年我国及全球气温变化趋势,气象,16(2): 11 ~ 15,1990。
[37] 龚道溢、王绍武,1998 年:中国近一个世纪以来最暖的一年,气象,**25**(8),3 ~ 5,1999。

第七章　中国旱涝演变的研究

§7.1　旱涝史料

研究气候变化主要依靠代用资料。史料是一种重要的代用资料，其最主要的特点是时间、地点比较准确，对旱涝的特征描述具体。这是其它代用资料所不能比拟的。这些史料主要来自各地的县志，也包括府志，统称地方志。一般在县志中总有一卷称“灾异”或“祥异”，记述当地的各种自然灾害以及各种奇异的现象，如“鸡生三足”、“猪生白首白蹄”等。这种记载通常是按年编排的，有时甚至有月、日、时间的说明。灾异的范围很广，有严寒、酷暑，也有大雪、暴雨，而且在描述中有许多受灾情况的记述，如“赤地千里”、“水淹城门”。这些记述对认识气候异常的强度十分重要。

我国在20世纪前期，即有人开始利用史料研究气候变化。但是大部分是统计全国受旱或受涝的县数或者用旱灾与涝灾次数的比值来反映干湿变化[1]。这些研究一个最主要的问题就是未能与现代观测记录同化。因此很难从史料得到降水量异常的数量概念。

汤仲鑫的工作[2]，对利用史料研究旱涝变化是一个革命。他首先绘制了保定地区500年旱涝分布图。根据史料描述的旱涝灾情与现代降水量观测对比，把旱涝分为7级。这个工作相对以前的研究有两项突破：第一，把旱涝定量化，并与现代降水量观测结合；第二，给出旱涝空间分布特征。由于旱涝异常的空间尺度比气温异常要小的多。因此，后一点非常重要。在此基础上1970年代中期，在北京大学组织了历史旱涝研究协作。由中央气象局气象科学研究院主持与北京大学共同组织了气象局的预报员、大学本科学生，以及研究院的研究人员和大学教师。广泛收集了史料，编绘出东北、华北十省市自治区的500年旱涝图。自公元1470年到1974年共505年[3]。这份图比汤仲鑫的研究又前进了一步。第一，把旱涝分为5级与当时在长期天气预报中应用

的5级制接轨。这5级是涝、偏涝、正常、偏旱及旱。其概率为1/8，1/4，1/4，1/4及1/8。这样就不仅把旱涝定量化，而且直接与当时中央气象台已经建立的降水等级图连接。第二，明确与以夏季为主划分旱涝。所以，500年旱涝图基本是针对夏季而编制的。续后在南京大学也组织了类似的合作[4]。两次协作共收集查阅、抄录了2100多种地方志，主要是县志也包括府志中有关旱涝的记载。此外还辑录了水利部已收集的水旱史料及明实录、清实录中有关旱涝的记载，共摘录了史料约13万条，220万字。这就是后来500年旱涝研究的基础。

如上所述，把史料定量化的中心问题是划定级别。什么样的史料对应什么级别与地区气候特征有密切关系。表7.1给出北京的5个级别作例子。表中同时给出北京6～9月的降水量作参考。表中六月、七月为阴历。夏为农业上的夏，相当阳历夏季的前半。秋也是农业上的秋，相当阳历夏末及秋初。可以看出1801年夏大雨连绵，河水暴涨、永定河决口。这种现象在北京地区是不多见的。定为1级。又如1809年雨水调匀，禾稼茂盛，似乎是正常年，其实不然。因为北京接近半干旱地区，雨水并不充沛。所以农作物生长较好，反映降水略偏多。所以定为2级。1857年自春至夏少雨，又发生了蝗灾，这也是干旱的征兆，因此定为4级。1920年大旱成灾，灾民10万人以上，定为5级。不过，这只是举几个例子。在划定旱涝级别时要注意以下几个问题：

①地区性。大有年一般讲是丰收，应该是雨水调云，无大旱、大涝。但是在东北平原大有年雨水一般较常年略少，而华北平原大有年雨水大部较常年偏多。这是受气候特点决定的。因此，在把史料转换为旱涝级别时，对各省采用了不同的标准。

②时间性。一般旱涝史料均有一定关于时间的信息如夏旱、秋旱、夏大水等。这里夏、秋大多指农业上的夏、秋而不是阳历的夏、秋。

③定量化。在清实录与明实录中有不少地方奏折的摘录，其中不乏“降雨三寸”、“雨水沾足”等记载。这里三寸通常指雨水入土三寸，并不是降水有三寸水深。但是，入土多深以及雨水沾足则不仅与地区及月份有关，与前期降水多少也有关系。在划定旱涝级时，要分别考虑。另外如河水上涨有时是上游下雨，即客水。在划分旱涝等级时，着重考虑当地的降水，通常不考虑客水。

④代表性。由于一个县的县志经常记载不够完全，另外如果只有一个县志有记载，所反映的旱涝也多为局地性的。所以在划分旱涝等级时，大多数以过去的行政区“地区”为单位，每个“地区”包括十几个县不等。

表 7.1　北京旱涝级别划分举例

年份	灾　　情	降水量（mm）	级别
1801	本年直隶地方六七月间大雨连绵，水势涨发，堤土漫溢，以致低洼地亩多被淹浸。大兴、宛平多淹。永定门、右安门等处灾民多至两万多人，密云西北城垣圮。海河流域六七月淫雨，大部地区持续在四十日之久。北京六月大雨五昼夜，宫门水深数尺，六月内仅有四天为晴天。卢沟桥六月初以后昼夜大雨倾注，永定河水势陡涨，将桥栏杆石狮子冲坏。永定河南口决口，自长辛店与原有小河汇而为一，沿途夹沙涨漫西行至良乡西南归于大清河入固安县界	963	1
1809	本年直属地方自春徂夏雨泽调匀，早晚禾稼俱属畅茂，惟六七月间雨水稍多	788	2
1782	直省本年春夏之交，雨泽稍稀。迨五月以后即雨旸时若。早晚田禾俱得及时播种	502	3
1857	直隶地方自春徂夏雨泽稀少，顺天府南北两厅，虽于三月间陆续得雨未能优渥，农田望泽甚殷。昌平：春旱蝗。顺义：旱蝗	347	4
1920	京畿一带自春徂夏，雨泽愆期，麦收欠薄，查得涿县、房山、固安、大兴、宛平、通县、昌平等十余县忍饥待食者不下十余万丁口。顺义：马各庄、沙峪等村受害为大。平谷：亢旱成灾，秋禾欠收	238	5

最后出版的旱涝图包括 120 个站，实际相当 120 个“地区”。当北方与南方两次合作完成后，即由气象科学研究院组织有关作者对五百年旱涝图的分析作了修改，由地图出版社出版。这就是受到国内外广泛欢迎与高度评价的五百年旱涝图集[5]。

表 7.2 给出保定旱涝级别划分标准，把史料分为 21 类。每 3 ~ 5 类划分一个降水级别。表中同时给出 505 年中各类史料描述怵的次数。如果把表中的次数加起来并不等于 505，这是因为还有一些不能归纳到以上 21 类中的情况。不过，从表 7.2 总可以看出一个用史料划分级别的概况。当然，不要忘记这只是一个地区，其它地区应该有自己的划分标准，不过不同地区的标准大同小异，所以就不多讲了。

图 7.1 给出 1560 年的旱涝分布。其中 A、B、C 等字母为史料摘要，只是用这几个点作例子。显然这一年夏季旱涝分布特征是十分明显的，华北大旱，大范围为 5 级。而长江流域大水，1 级及 2 级的区域正好覆盖了长江中下游。同时华南则偏旱。这种特征十分突出的旱涝分布，充分证明按单站史料划定的旱涝级的可靠性是很大的。因此下

一节我们专门研究旱涝型。

表 7.2 保定旱涝级别划分

类别序号	旱涝史料记载	旱涝级	503 年中出现次数
1	大水,陆地行舟	1	12
2	大水,夏秋淫雨		17
3	大水,淫雨月内		16
4	大水,水深数尺		8
5	夏大水	2	18
6	局地大水		11
7	夏旱,秋大水		38
8	春旱,夏大水		3
9	局地涝		14
10	局地大有年和大水	3	7
11	大有年		29
12	无旱涝记录		140
13	局地大有年、旱蝗		7
14	大雨雹	4	24
15	蝗		28
16	局地夏旱		10
17	局地大旱		17
18	大旱、六月始雨		20
19	大旱、七月始雨	5	6
20	大旱炎热		7
21	大旱、终年无雨		11

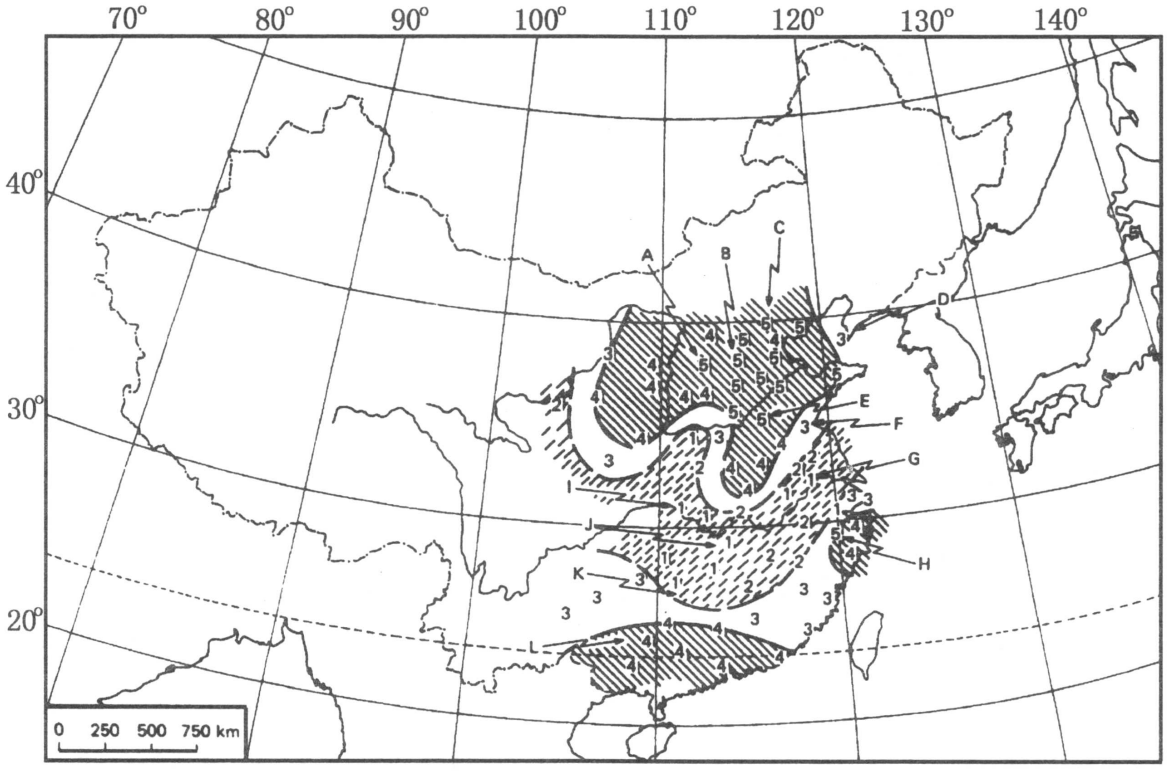


图 7.1 公元 1560 年旱涝分布

图 7.1 中字母代表意义及灾情如表 7.3 所示。

表 7.3　图 7.1 中字母代表意义及灾情

字母	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
地域	大同	南京	石家庄	金华	北京	宜昌	大连	岳阳	荷泽	邵阳	临沂	柳州
灾情	人吃人	大水	春夏无雨	夏无雨	蝗	水淹城门	大有年	大水	饥	城被淹	无记载	秋旱
级别	5	1	5	5	5	1	3	1	5	1	3	4

§7.2　旱涝型的研究

有了 500 年旱涝图，就可以对旱涝的时空演变规律进行分析。王绍武与赵宗慈对我国东部 20 ~ 40°N，105 ~ 120°E 中 25 个站的旱涝等级序列作了插补，得到 1470 ~ 1977 年共 508 年的完整序列[6]。利用这个序列作 EOF 分析，并与用 24 年(1951 ~ 1974 年)6 ~ 8 月降水量观测序列所作的 EOF 分析比较发现相当一致。根据史料分析 EOF1 长江为正区，且整个东部地区多为正，只有东南沿海为负。EOF2 为长江及其以南地区与黄河相反，EOF3 反映江淮与黄河及江南的相反。根据观测资料所得到的 EOF 空间特征几乎完全类似，但是顺序稍有变化。观测资料的 EOF2 相当史料的 EOF3，而观测资料的 EOF3 相当史料的 EOF2，这只不过说明在这 24 年中江淮降水与南北两侧相反的特征更为突出，但在史料中则南北的旱涝差异更为明显。这种一致应该是很令人惊奇的。一方面是 508 年的史料，一方面是 24 年的降水量观测，前者的时间长度为后者的 20 倍。但后者所用站为前者的 5 倍。然而结果却相当一致。这正好说明旱涝史料的可靠性。也说明气候的稳定性。为了检查 EOF 分析的稳定性，也为了加入最新资料，王绍武、朱锦红近来又对旱涝级别序列重新作了 EOF 分析。所用站点仍是原选的 25 个站。先对每 100 年分别进行 EOF 分析，即 1500 ~ 1599 年，1600 ~ 1699 年，…，1900 ~ 1999 年。然后对整个 500 年(1500 ~ 1999 年)序列作 EOF 分析。结果发现，不同世纪 EOF1 主要反映以长江为中心的，整个东部涝或旱，只有东南部与之相反，占总方差 14.2% ~ 17.4%，EOF2 的特征是长江与黄河旱涝相反，占总方差 10.6% ~ 13.7%，EOF3 则是反映的淮河与黄河中、下游及江南旱涝的相反，占总方差 7.8% ~

10.8%,从 EOF4 开始的高阶 EOF 占总方差的百分比均在 10%以下。EOF4～EOF6 共有 3 种特征。一种是长江与黄河下游及江南相反,一种是旱涝带成南北向,另一种则或北方旱涝东西对比明显,或南方旱涝东西对比明显。在不同的世纪这 3 种型排列顺序不同,但旱涝分布特征类似。对 500 年总的分析中,前 3 个 EOF 的特征与过去的研究一致,如图 7.2(a)～(c)所示。EOF4 反映了长江与黄河下游及江南的旱涝不同,如图 7.2(a)。所以,在我们根据 EOF1,EOF2 以及把 EOF3 及 EOF4 的特征综合起来,共分为 6 种型。型的基本特征给在表 7.4。

表 7.4 6 种旱涝型的降水特征及环流异常

型	旱涝特征	大气环流特征	典 型 年
1a	中国东部(23～42°N,105～120°E)以涝为主	副高异常偏西、阻塞高压强、高原高度高、印缅槽强	1954,1962,1996,1998
1b	江淮涝,江南、华北旱	副高异常强而偏西	1969,1980,1983,1987
2	江南涝、黄河旱	东亚纬向环流强、副高偏东、偏北	1952,1955,1970,1999
3	江淮旱(两个雨带),江南及华北涝	副高弱而偏北、阻塞高压强	1961,1976,1985,1994
4	黄淮涝,江南旱	东亚纬向环流弱、阻塞高压强	1956,1958,1964,1967
5	中国东部以旱为主,沿海涝	副高偏弱、偏东	1951,1972,1974,1986

最近王绍武等又用 1951～1999 年观测资料,分析了每一种型所对应的大气环流状况。主特征也扼要地列在表 7.4 。表 7.4 中同时给出近 50 年中的典型年。不过应当指出,任何综合都不能概括所有的个例。降水型的划分如此,每一种降水型所对应的大气环流异常也是这样。例如 1988 年勉强划为 4 型但是与典型年的相关很低。还有一些年与典型年的相关也不大,如 1979 年划为 1b 型,但与型平均降水距平相关只有 0.20,1970 年划为 2 型,与型平均降水距平相关也只有 0.23。这说明 6 种旱涝型并不能完全概括各年降水异常的主要特征。其实,这个问题是理所当然的。因为无论用 508 年旱涝史料,还是用 49 年观测降水量作 EOF 分析,前 3 个 EOF 占总方差不过 30%～40%。有些年的时间系数最大的是第 4 个 EOF 或更高阶 EOF。例如用降水量作 EOF,1988 年时间系数绝对值最大的是 EOF5。这个 EOF 反映了经向型雨带,即在 105(E 以东地区西多东少。上述 6 种型中没有包括这种特征。所以把这一年划分为 6 种型的任何一种都是勉强的。此外,同

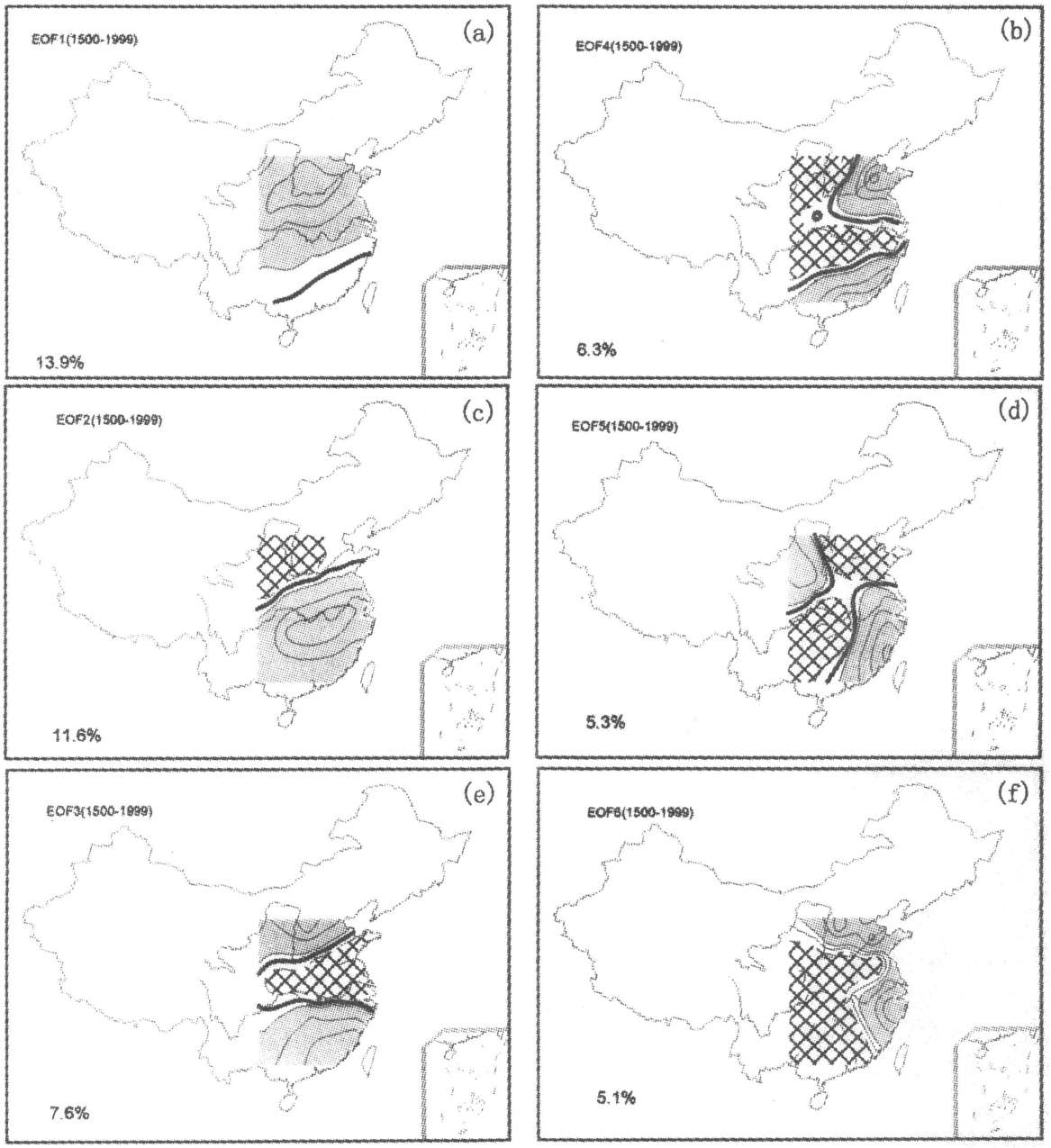


图 7.2　1500 ~ 1999 年旱涝 EOF 分析

是一种降水型，对应的大气环流异常也并不总是一致的。表 7.4 中列举的只是占优势的特征。例如 1b 型时副高异常强而偏西，1984 年、1989 年均为 1b 型，副高却弱而偏东。又如 5 型时副高弱而偏东，但也有的 5 型年副高强而偏东如 1960 年，有时弱而偏西如 1965 年。这表明形成类似降水型的环流机制可能也有不同。所以，我们再次强调 6 种分型只是降水异常分型的一种方法，当然如果再划分多两种型也许要好些。但那些型的频率可能会很低。同时降水型数目太多不便于分析与预报。因此，我们仍然维持 6 种型的划分。

§7.3 近千年的旱涝变化

确定了中国夏季旱涝的6种型,就可以建立旱涝型的档案,并据以研究气候变化了。在文献[6]中已经对公元1470年到1977年的旱涝型作了分析。但是,为了研究气候变化,这个序列仍嫌不够长,因此,又收集了公元1470年之前的史料,把旱涝型的档案向前延伸到公元950年[8]。延伸的方法是这样的;由于这时期史料更少,不足以绘出逐年的旱涝等级分布图。所以,把我国东部划分为10个区:

1.河套地区 2.华北 3.关中 4.中原 5. 黄河下游
6.长江上游 7.长江中游 8.长江下游 9.西南 10.东南

共分4个纬度带即1~2区、3~5区、6~8区及9~10区。降水型的定义见表7.5。这样得到了公元950~1469年的旱涝型[8]。1977年以后的旱涝型 根据降水距平续补,建立了完整的950~1999年共1050年的旱涝型序列。

表7.5 1470年之前旱涝型的定义

类型	降 水 特 征
1a	3~5区、6~8区、9~10区3个纬度带中有至少两个为涝,无旱
1b	6~8区涝,3~5区或9~10区旱
2	6~10区涝为主,1~5区旱为主
3	6~8区旱,3~5区或9~10区涝
4	1~5区涝为主,6~10区旱为主
5	4个纬度带中至少有2个旱,无涝

表7.6前后两段时期的频率还是比较接近的。这说明6种旱涝型的气候频率是相对稳定的,也可以说降水的气候学机制也是相对稳定的。不过,气候变化还是非常明显的,表7.7给出自公元950年到1999年共1050年,每50年6种旱涝型的频次。例如,1a型为中国东部多雨,在15世纪上半及16世纪下半及18世纪上半分别达到14,13,13次,几乎接近占1/3。但有的50年只有4~5次甚至如12世纪上半只有2次。2型在15世纪后半达19次,远超过了1/3。5型中国东部旱的频次变化也很大,多时如13世纪前半及20世纪前半分别达到12次及11次。但最少时50年中只有1~2次。

表 7.6　公元 950 ~ 1999 年旱涝型频率

时　　期	1a	1b	2	3	4	5	共计
950 ~ 1469	87	73	122	92	94	52	520
(%)	(16.7)	(14.0)	(23.5)	(17.7)	(18.1)	(10.0)	(100.0)
1470 ~ 1999	87	79	114	109	83	58	530
(%)	(16.4)	(14.9)	(21.5)	(20.6)	(15.7)	(10.9)	(100.0)
950 ~ 1999	174	152	236	201	177	110	1050
(%)	(16.6)	(14.5)	(22.4)	(19.1)	(16.9)	(10.5)	(100.0)

表 7.7　每 50 年旱涝型出现频率

世纪	年　代	旱　涝　型					
		1a	1b	2	3	4	5
10	950 ~ 999	10	9	14	6	10	1
11	1000 ~ 1049	8	9	14	7	6	6
	1050 ~ 1099	7	8	12	9	9	5
12	1100 ~ 1149	2	8	8	11	12	9
	1150 ~ 1199	8	5	10	15	9	3
13	1200 ~ 1249	4	7	15	8	4	12
	1250 ~ 1299	10	9	11	10	8	2
14	300 ~ 1349	12	7	12	7	9	3
	1350 ~ 1399	10	9	13	5	15	4
15	1400 ~ 1449	14	5	8	9	9	5
	1450 ~ 1499	6	8	19	10	4	3
16	1500 ~ 1549	9	4	10	12	6	9
	1550 ~ 1599	13	10	10	9	5	3
17	1600 ~ 1649	4	6	16	7	9	8
	1650 ~ 1699	8	10	5	13	11	3
18	1700 ~ 1749	13	6	10	8	9	4
	1750 ~ 1799	11	8	9	11	8	3
19	1800 ~ 1849	8	7	11	8	9	6
	1850 ~ 1899	6	6	10	15	11	2
20	1900 ~ 1949	5	7	11	10	6	11
	1950 ~ 1999	5	10	8	11	8	8
平均	50	8.3	7.3	11.2	9.6	8.4	5.2

对近千年中国气温变化的研究[9]指出，中国东部在中世纪确实偏暖，10 世纪后半到 11 世纪及 13 世纪两段时间，气温接近 20 世纪的平均。表 7.7 说明自 10 世纪后半到 13 世纪的 2.5 个世纪中共出现 5 型 38 次，超过平均频率约一半。另外 20 世纪也是一个干旱的世纪，5 型共出现 19 次。超过平均频率 80%。而 16 世纪后半、17 世纪后半及 19

世纪后半是小冰期中的冷期，这 3 个 50 年中 1a 型、1b 型均超过平均频率，而 5 型只有 8 次比平均频率约低一半。这说明中世纪暖期及 20 世纪现代暖期我国东部干旱频率较高。而在小冰期的冷期东部或长江涝的频率较高。

§7.4 旱涝型的变率及预测

王绍武曾指出如果分析的时段更短，旱涝型的集中程度可能更强。从表 7.8 给出几个例子可以看出，有时十几年中有一半以上出现某一种型，往往超过气候概率 2 倍乃至 3～4 倍。这种情况说明年代际变率是如何的明显，又如何强烈的影响到降水型的年际变率。

表 7.8 旱涝型集中期的例子

类型	时　间	该型年数	总年数	占百分比	气候百分比
1a	1416～1428	6	11	54.5%	16.6%
1b	1979～1991	8	13	61.5%	14.5%
2	1480～1497	10	18	55.6%	22.4%
3	1171～1182	8	12	66.7%	19.1%
4	1883～1897	8	15	53.3%	16.9%
5	1925～1934	6	10	60.0%	10.5%

旱涝型的集中出现于某一段时间，反映了年代际变率。因此，各种型的集中期之间可能存在着某种转换、继承的规律。下面就用一次实际的预测来说明这个观点。1993 年王绍武就指出在近千年的降水型档案中，有 12 次 1b 型集中期[8]。并且在 90 年代中期的汛期预报会商会上指出未来的 10 年的旱涝型将以中国东部涝（1a 型）及江南涝（2 型）为主，下面就讲述一下这个分析过程。表 7.9 为 1880 年以来旱涝型，这个年表同过去发表的稍有不同。1953 年、1961 年、1966 年及 1990 年作了更正，今后的分析以此为准。这里面包括 3 段旱涝型集中时期，1883～1897 年共 15 年出现了 8 次 4 型。自 1893～1897 年更是连续 5 年 4 型。1925～1934 年 10 年中出现 6 年 5 型，频率达到 60.0%，为多年平均频率（10.5%）的 5 倍多。最后就是最近 1 次 1979～1991 年 13 年中出现了 8 次 1b 型，频率达到 61.5%，为多年平均频率（14.5%）的 4 倍以上。

在过去的1000年中屡次出现1b型集中期，据初步统计至少共出现了12次(表7.8)。这12次平均长14.0年，其中有5～6年为1b型，约占总年数的40%左右。1b型的概率只有14.5%，所以在1b型集中期1b型的频率超过平均概率1倍以上。粗略讲大约每80年出现1次1b型集中期。但两次1b型集中期最近的只差31年，隔得最远的差137年。因此，可以肯定出现1次1b型集中期以后，短时间内不大可能再出现1b型集中期，然而1b型集中期之后，经常出现什么型呢？在90年代中王绍武作了一个分析，取前11次1b型集中期，统计其后10年各型出现的频率得到表7.10。由于在统计中未考虑最后一个1b型集中期，所以可以试作预报。把1b型集中期后10年分为前5年与后5年，前5年1a型频率较高，后5年2型频率较高。1992～1996年为前5年已经出现，与预测的结果相当一致。不过要说明，这在很大程度上还是后报而不是预报。因为找到这个规律时，已经到了1994～1995年了。但是后5年(1997～2001年)则可以认为是真正意义上的预报了，因为，表7.11下半部是在1996年发布的。目前后5年已经过了3年，从这3年来看，预报与实况符合的是比较好的。不过还有2000年及2001年2年。然而即使后面2年未出现4型及5型，应该说总的预报趋势也是正确的。这说明在作年际气候预测时，考虑年代际变率有多么重要。

表7.9　1880～1999年旱涝型

年代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	2	2	1b	4	4	1a	1a	4	3	1a
1890	3	3	3	4	4	4	4	4	3	2
1900	5	1a	5	1a	3	1b	1a	5	2	1b
1910	4	1a	1b	3	3	1a	1b	4	3	2
1920	2	4	3	4	2	5	1b	5	5	5
1930	5	1b	3	4	5	2	2	3	1b	2
1940	4	5	2	2	3	5	2	3	2	3
1950	3	5	2	4	1a	2	4	1b	4	3
1960	5	3	1a	4	4	5	3	4	2	1b
1970	2	4	5	3	5	2	3	3	3	1b
1980	1b	3	1b	1b	1b	3	5	1b	4	1b
1990	5	1b	5	2	3	1a	1a	2	1a	2

表 7.10 1b 型集中期

时 段	1b 型年数	总年数	1b 型百分比(%)	距上次集中期时间(年)
962 ~ 980	7	19	36.8	×
1015 ~ 1028	5	14	35.7	35
1059 ~ 1072	5	14	35.7	31
1143 ~ 1155	5	13	38.5	71
1251 ~ 1266	5	16	31.3	96
1403 ~ 1413	5	11	45.5	137
1491 ~ 1506	6	16	37.5	78
1555 ~ 1566	5	12	41.7	49
1670 ~ 1687	6	18	33.3	104
1758 ~ 1769	5	12	41.7	71
1865 ~ 1875	5	11	45.5	96
1979 ~ 1991	8	13	61.5	104
平 均	5.6	14.0	40.4	79.3

表 7.11 1b 型集中期以后 10 年降水型的频率

降 水 型	1a	1b	2	3	4	5
前 5 年平均	27.3%	3.6%	25.5%	21.8%	12.7%	9.1%
气候概率	16.6%	14.5%	23.4%	19.1%	16.9%	10.5%
差	+10.7%	-10.9%	+3.1%	+2.7%	-4.2%	-1.4%
预测 1992 ~ 1996 年(年数)	2 ~ 3		1 ~ 2	1		
实况	2		1	1		1
后 5 年平均	18.2%	10.9%	29.1%	12.7%	18.2%	10.9%
气候概率	16.6%	14.5%	22.4%	19.1%	16.9%	10.5%
差	+1.6%	-3.6%	+6.7%	-6.4%	+1.3%	+0.4%
1997 ~ 2001 年预测(年数)	1		2		1	1
1997 ~ 1999 年实况	1		2			

§7.5 中国四季降水量变化的研究

夏季降水量是我国汛期降水预报的主要对象。五百年旱涝分析充分利用了我国丰富的史料,并与观测资料结合,建立了长期的连续序列,为旱涝预测打下了良好的基础。但五百年旱涝图只反映了夏季旱涝,实际上其它季节的旱涝也是比较频繁的。根据最近出版的近 40 年中国气候灾害图集[10]统计,夏季旱、涝分别占四季旱涝总和的 12.3% 和 38.8%,而冬、春、秋 3 季的旱涝有时也能造成很大灾害。例如 1982 ~ 1983 年冬季华南降水量比常年增加了 1 倍以上,给农业带来巨大危害。1966 年是近 40 多年中的大旱,但春季与秋季的干旱严重程度超

过了夏季。因此，除了对影响较大的夏季旱涝进行研究以外，也要进一步研究其它季节的旱涝。

同样，四季降水变化研究也受到资料序列短与站点不均匀的影响。因此，建立了1880年以来我国东部35个站的季降水量序列[11,12]。这35个站比较均匀的覆盖了我国东部地区。表7.12给出1880～1889年和1900～1950年35个站缺测年数。

表7.12　降水量观测站名及起始（n_0）、1880～1889年（n_1）与1900～1950年（n_2）期间缺测年数

站名	n_0	n_1	n_2	站名	n_0	n_1	n_2	站名	n_0	n_1	n_2
哈尔滨	1898	18	8	上海	1873	0	0	南宁	1907	20	7
长春	1909	20	13	九江	1885	5	12	广州	1908	20	7
沈阳	1906	20	10	温州	1883	4	0	汕头	1880	0	7
朝阳	1908	20	26	福州	1880	7	0	湛江	1951	20	51
呼和浩特	1920	20	21	台北	1897	17	0	银川	1935	20	47
北京	1840	4	7	恒春	1897	17	0	兰州	1932	20	32
太原	1916	20	29	信阳	1922	20	41	西安	1922	20	25
济南	1916	20	16	宜昌	1882	2	12	成都	1906	20	17
郑州	1931	20	41	汉口	1880	1	9	重庆	1891	11	0
徐州	1915	20	28	长沙	1909	20	16	贵阳	1921	20	0
烟台	1886	16	12	吉安	1930	20	30	昆明	1901	20	7
南京	1905	20	6	桂林	1916	20	16	合计		542	553

1900～1950年利用月降水量等级图，内插补充月降水量级别的缺测，不易内插时，采用史料，得到月降水量级别后根据级别与降水的关系，转换为月降水量，再合为季降水量。1900年之前主要采用史料。表7.13给出各时段仪器观测记录所占比例。

表7.13　仪器观测降水量记录所占百分比

	1880～1899年	1900～1950年	1951～1996年	1880～1990年
有记录站数×年数	158	1232	1610	3000
总站数×年数	700	1785	1610	4095
有记录百分比	22.6%	69.0%	100%	73.3%

500年旱涝研究[6]对根据史料划定夏季降水量级别已经进行过比较充分的讨论。而1880年以后旱涝图非常完整，所以确定1880年以后夏季的降水量级别没有任何困难。主要问题是划分冬、春、秋3季的降水量级别，方法与夏季的相同。表7.14按印发的时间先后列出15

种资料,其中2及7两种是在五百年旱涝研究协作的基础上编写的,包括了我国东部大部分地区。其它各种资料又对长江上游、我国西北及西南地区作了重要的补充。表7.15及7.16给出1886~1887年冬、春季各1个例子。这年冬长江流域及其以北地区大范围多雨,沿长江几个站降水量正距平均在50%以上,史料中关于这个冬季大雪的记载非常多。1891年春季则是一个大范围干旱的例子,从表7.15可见,北京、烟台、芜湖降水距平均低于-50%,史料中也有这年春旱的记载(表7.17)。通过这两个例子,大体上可以看到根据史料判断冬、春、秋降水量级别也是可行的。

表7.14 本文引用旱涝史料来源

序号	名 称	编 写 单 位	印发时间
1	广东省自然灾害史料	文史研究馆	1963年
2	华北、东北近五百年旱涝史料	北京大学地球物理系等	1975年
3	山东省气候历史记载初步整理	江苏省地理研究所	1975年
4	内蒙古及邻近地区气象灾害旱涝丰欠年表	内蒙古自治区气象科学研究所	1975年
5	甘肃、宁夏、青海3省区气候历史记载初步整理	江苏省地理研究所	1976年
6	河南省西汉以来历代灾情史料	河南省气象科学研究所	1976年
7	华东地区近五百年气候历史资料	上海气象局等	1978年
8	宁夏回族自治区近五百年气候历史资料	宁夏气象局	1978年
9	青海东部近五百年气候历史资料	青海省气象科学研究所	1978年
10	四川省近五百年旱涝史料	四川省气象局资料室	1978年
11	云南天气灾害史料	云南省气象科学研究所	1980年
12	安徽省近五百年旱涝分析	安徽省气象科学研究所	1981年
13	河南省历代旱涝等水文气候史料	河南省水文总站	1982年
14	贵州历代自然灾害年表	贵州省图书馆,贵州人民出版社	1982年
15	海河流域历代自然灾害史料	河北省旱涝预报课题组,气象出版社	1985年

表7.15 1886年12月至1887年2月冬季和1891年3月~5月春季降水量(单位:mm)

	烟台	上海	芜湖	汉口	宜昌	北京
1886年12月至1887年2月	95.3	239.6	221.0	209.3	107.9	
多年平均	44.6	147.7	144.1	127.7	70.0	
距平百分比	114%	62%	53%	64%	54%	
1891年3~5月	26.6	172.7	140.9	295.6		11.8
多年平均	79.6	270.3	345.8	415.2		57.4
距平百分比	-67%	-36%	-59%	-29%		-79%

表 7.16　1886～1887 年冬季旱涝史料

地　名		时间	雪　的　记　载
江苏	淮阴	1886 年	宿迁,十二月十六日雪,下一年正月初七始止
	镇江	1886 年	句容,大雪,溧阳十二月大雪、树介
	扬州	1887 年	兴化,正月大雨雪
	南京	1886 年	南京冬十二月大雪经月,折木坏屋,平地深五尺
			汇浦冬十二月大雪旬日,除夕尤甚,平地深六尺余
		1887 年	南京春正月山水发,冲圮东水关外石闸
安徽	宿县	1886 年	五河冬大雪
	六安	1886 年	舒城冬大雪,平地深六尺
	安庆	1887 年	怀宁正月大雪,平地三四尺
湖北	汉口	1886 年	冬大雪,平地六七尺,河港坚冰,上可通车
	沔阳	1886 年	冬大雪,平地深四五尺
	枣阳	1886 年	十二月大雪,深数尺
	安陆	1886 年	十二月二十四日至三十日大雪积深六尺
河南	修武	1886 年	大雪深三尺,自(1886 年)十月十六日至(1887 年)正月二十日始消
	获加	1886 年	大雪深二三尺
	鄢陵	1886 年	冬大雪寒甚,树木房屋皆白毛
	信阳	1886 年	十二月中连续大雪,路两边雪齐人肩

表 7.17　1891 年春季旱涝史料

地　名		时间	春　旱　的　记　载
山东	临朐	1891 年	二月至五月不雨
	蒙阴	1891 年	春三月旱
陕西		1891 年	入春以来雨泽衍期,自四月以来未得透雨
上海	嘉定	1891 年	春夏大旱
江苏	溧阳	1891 年	自春徂夏旱
	盐城	1891 年	旱蝗
	兴化	1891 年	夏五月旱、蝗
湖北	利川	1891 年	春大饥

图 7.3 给出 1880～1998 年中国东部四季及年总降水量距平图(对 1961～1990 年平均)。这是 35 个站平均的结果。由于站点分布比较均匀所以不再分区域加权。直接用 35 个站的算术平均。这个平均值与用 160 个站的 5 个台湾站共 165 个站的平均降水量相关系数高达 0.95(1951～1990 年)。从 384 个站的平均降水量相关系数 0.86 可见对中国是有较好代表性的。

从图 7.3 可以得出以下几点结论:

①各季降水量的年际与年代际变化是不同的;

②19 世纪末及 20 世纪前半夏、秋降水的年际变化较为一致。但 20 世纪末两者变化相反;

③冬、春两季年代际变化较弱;

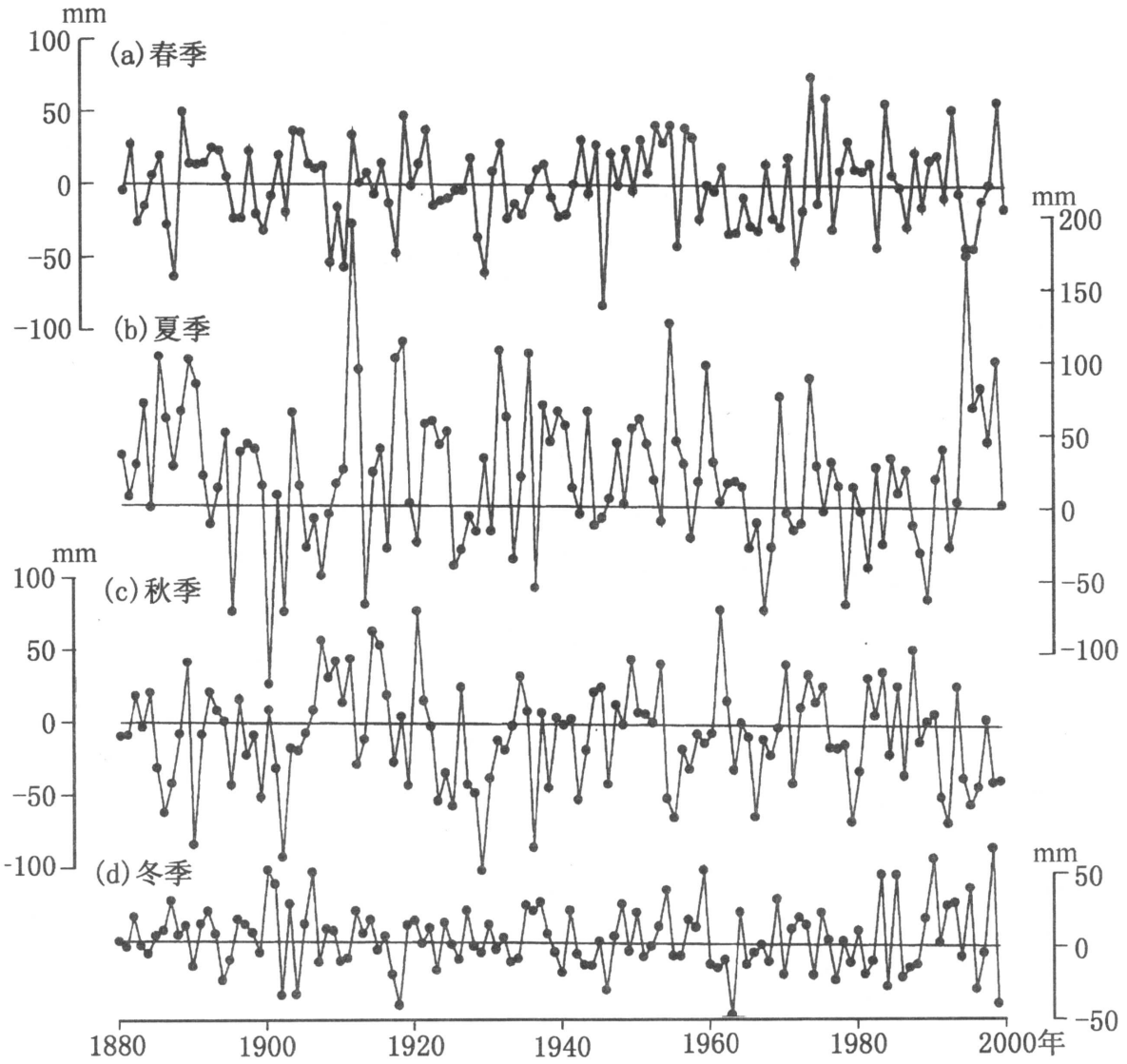


图 7.3　1880 ~ 1998 年中国东部 35 个站平均四季及年总降水量距平
（对 1961 ~ 1990 年平均）

④年降水量有明显的年代际变率。功率谱分析表明有 26.7 年周期，实际周期在 20 ~ 30 年之间。表 7.18 给出 6 个多雨期及 5 个少雨期 5 年平均降水量距平，序列总长度 120 年。正好与周期分析一致。多雨期与少雨期降水量一般差 100 ~ 200mm，即大体有 10% ~ 20%的变化；

⑤宾降水量功率谱分析表明有 3 ~ 4 年的周期，这很可能与 ENSO 有关。因为研究表明，夏、秋、冬 3 季的降水均与 ENSO 有关，El Nino 年江南多雨，黄河上、中游及华北干旱、La Nina 则北方多雨，江南少雨[13]；

⑥中国的气温与降水变化无明显关系。图 7.4 给出年气温及年降水量距平（对 1961 ~ 1990 年平均）。首先。两者的趋势就不一致，气温

有变暖趋势，而降水基本无趋势变化。气温变化的主周期在 70 ~ 80a，而降水为 20 ~ 30a。如果把两者组合可以得到如下结果：

1880 ~ 1899 冷湿	1900 ~ 1909 冷干	1910 ~ 1919 冷湿	1920 ~ 1929 暖干	1930 ~ 1949 暖湿
1950 ~ 1959 冷湿	1960 ~ 1969 冷干	1970 ~ 1979 冷湿	1980 ~ 1989 暖湿	

两个循环似乎有某种相似。但是由于序列太短不能得出肯定的结论。

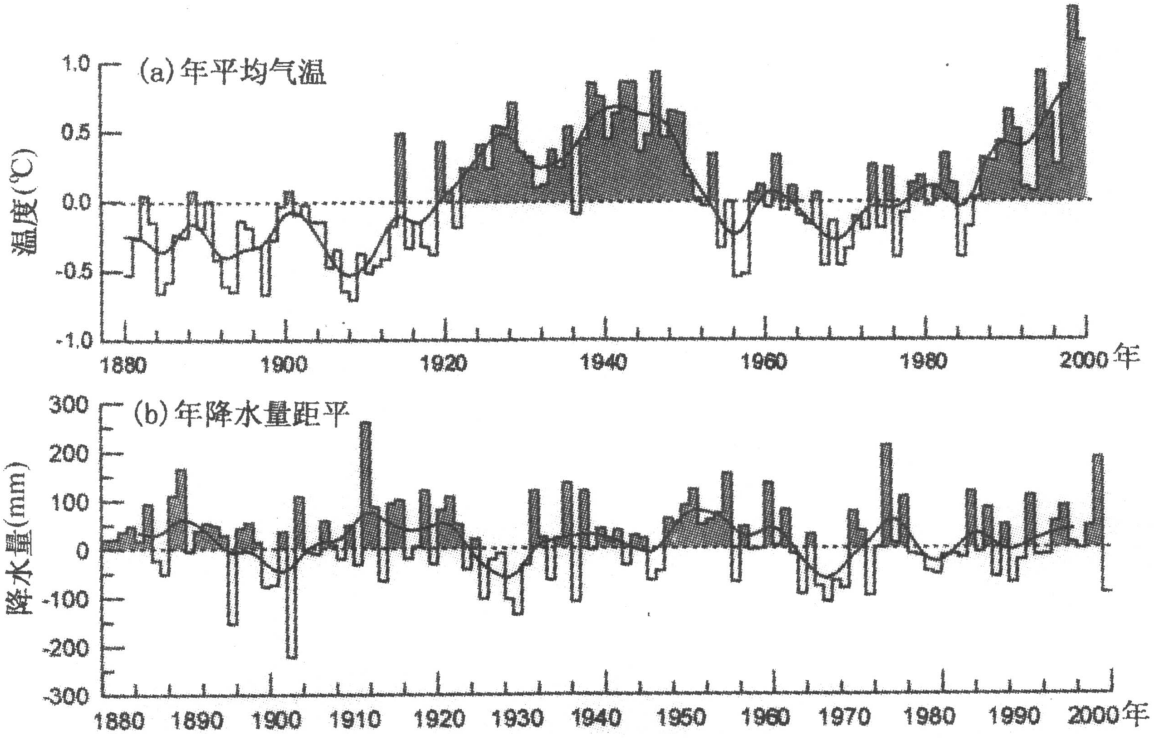


图 7.4　1880 ~ 1999 年中国年平均气温与年降水量距平(对 1961 ~ 1990 年平均)

表 7.18　1880 ~ 1999 年期间的多雨及少雨 5 年

序号	多　雨		少　雨	
	年　代	平均降水量距平(mm)	年　代	平均降水量距平(mm)
1	1881 ~ 1885 1888 ~ 1892	42.2 72.0	1899 ~ 1902	-109.6
2	1911 ~ 1915 1918 ~ 1922	94.5 65.2	1925 ~ 1929	-75.5
3	1931 ~ 1935	45.7	1942 ~ 1946	-19.9
4	1950 ~ 1954	90.0	1963 ~ 1968	-65.1
5	1972 ~ 1976	62.2	1978 ~ 1982	-30.4
6	1990 ~ 1994	43.2		

参 考 文 献

[1] 竺可桢,中国历史上气候之变迁,竺可桢文集,科学出版社,58～68,(原载东方杂志,1925(22),3期,1979。

[2] 汤仲鑫,保定地区近五百年旱涝相对集中期分析,见中央气象局研究所编《气候变迁和超长期预报文集》,科学出版社,45～49,1977。

[3] 中央气象局气象科学研究所等,我国华北及东北地区近五百年旱涝演变的研究,同上,164～170。

[4] 盛承禹,近五百年旱涝史料的几点初步分析,见中央气象局研究所主编《全国气候变化学术讨论会文集》,科学出版社,36～45,1981。

[5] 中央气象局气象科学研究院主编,中国近五百年旱涝分布图集,地图出版社,1～332,1981。

[6] 王绍武、赵宗慈,近五百年我国旱涝史料的分析,地理学报,**34**(4),329～341,1979。

[7] Wang Shaowu, Zhao Zongci, Chen Zhenhua and Tang Zhongxin. Drought/flood variations for the east two thousand years in China and comparison with global climatic change, In《The Climate of China and Global Climate》, Ye Duzheng et al. eds, Beijing, China Ocean Press, 20－29,1987.

[8] 王绍武、赵宗慈、陈振华,公元950～1991年的旱涝型,见《长江黄河旱涝灾害发生规律及其经济影响的诊断研究》,王绍武,黄朝迎等著,气象出版社,55～66,1993。

[9] Wang Shaowu and Gong Daoyi, Climate in China during the four special periods in Holocene, *Progress in Natural Science* ,**10**(5): 379～386,2000.

[10] 中科院大气物理所、地理所、国家气象中心,中国气候灾害分布图集,海洋出版社,1～103,1997。

[11] 叶瑾琳等,近百年中国四季降水量异常的空间分布特征,应用气象学报,9(增刊),57～64,1998。

[12] 王绍武、龚道溢、叶瑾琳等,1880年以来中国东部四季降水量序列及其变率,地理学报,**55**(3),282～293,2000。

第二编

ENSO 系统与短期气候预测

第八章　ENSO 与东亚季风

ENSO 是年际气候变化的重要信号，ENSO 的出现往往给全球不少地方造成严重气候异常和灾害，同样对东亚季风的活动也有明显的影响。另一方面，作为热带大气和海洋耦合相互作用的产物，ENSO 的发生也自然地与大气环流的异常，尤其是东亚季风活动的异常有关。在这一章里我们将就 ENSO 与东亚季风的关系进行简要的讨论。

在东亚地区冬季盛行偏北风，也就是冬季风；在夏季盛行西南风，也就是夏季风或西南季风。无论是冬季风还是夏季风，东亚季风在全球都是最典型和最强的季风。

§8.1　ENSO 对东亚夏季风的影响

东亚地区主要包括中国东部、日本和朝鲜半岛，夏季都在夏季风控制下，夏季风的活动及其异常是导致东亚地区气候异常，尤其是降水异常的重要原因。例如，梅雨锋这个东亚夏季风的重要成员若出现异常，中国的梅雨和日本的“白雨”就跟着发生异常，导致夏季旱涝灾害的发生。因此人们一直都把夏季旱涝与东亚夏季风的活动异常联系起来，进行了一系列的研究。由于东亚夏季风所控制的范围很广，可认为南起 5°N 左右，北到 45°N 以北，因此难于一概而论东亚夏季风强（或弱）就对应整个东亚地区多雨（或少雨）。

最近的研究已清楚表明，东亚夏季风的活动异常更多地影响着夏季降水的分布[1~3]。平均来讲，强东亚夏季风将导致黄河中下游及华北地区汛期多雨而长江中下游地区汛期少雨；弱东亚夏季却往往使长江中下游地区汛期多雨，而黄河中下游及华北地区汛期少雨。图 8.1 给出的是 7 个强夏季风年和 7 个弱夏季风年平均的中国汛期（6 ~ 8 月）月平均降水量距平（%）的分布形势。可以清楚看到，对于强弱夏季风年，其降水量距平差异显著，甚至有相反的分布，说明东亚夏季风的活动异常对我国夏季旱涝有重要的影响。

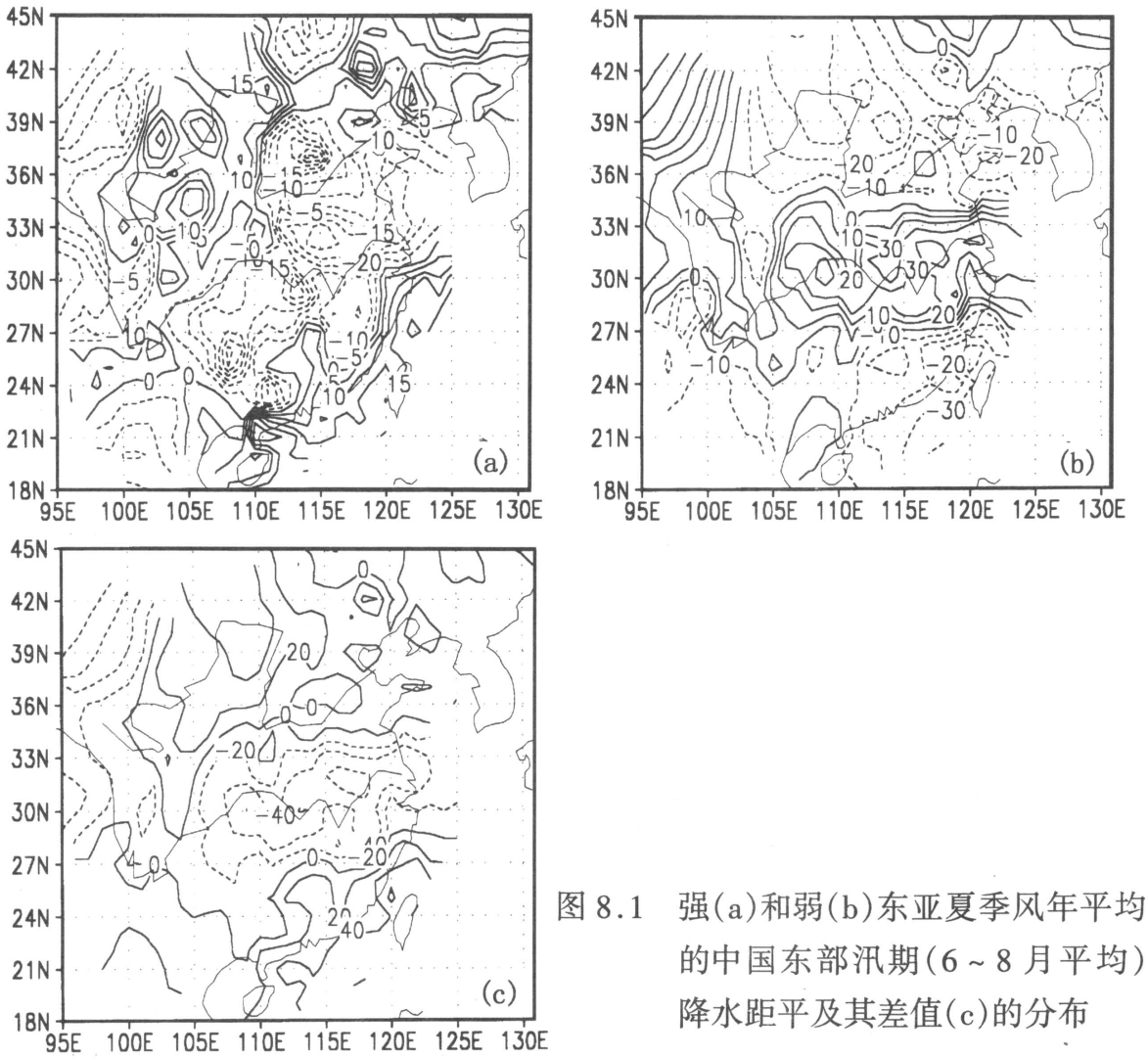


图 8.1 强(a)和弱(b)东亚夏季风年平均的中国东部汛期(6～8 月平均)降水距平及其差值(c)的分布

东亚夏季风的活动及其异常受到多种因素的影响,包括海温异常(SSTA),尤其是 ENSO,还有青藏高原积雪和中高纬度大气环流等。因此,我们一方面要认识和研究 ENSO 对东亚夏季风的影响,同时又绝不能将东亚夏季风及与之相伴的降水异常都归之于 ENSO 的作用。

图 8.2 分别给出了自 70 年以来几次较强的 El Nino 事件和几个典型的 La Nina 事件合成的夏季(6～8 月平均)850hPa 流场形势及其差值图。虽然在 El Nino 年和 La Nina 年东亚地区都仍为夏季风控制,但其差值图却可清楚地反映 ENSO 对东亚夏季风的影响。也就是说 El Nino(La Nina)将对东亚夏季风有减弱(增强)作用,La Nina 增强东亚夏季风主要在长江以南地区。

ENSO 对中国东部地区汛期降水的影响已有不少研究[4～6],但其结果相当不一致,只是华北地区的汛期降水量与 ENSO 的关系较为明

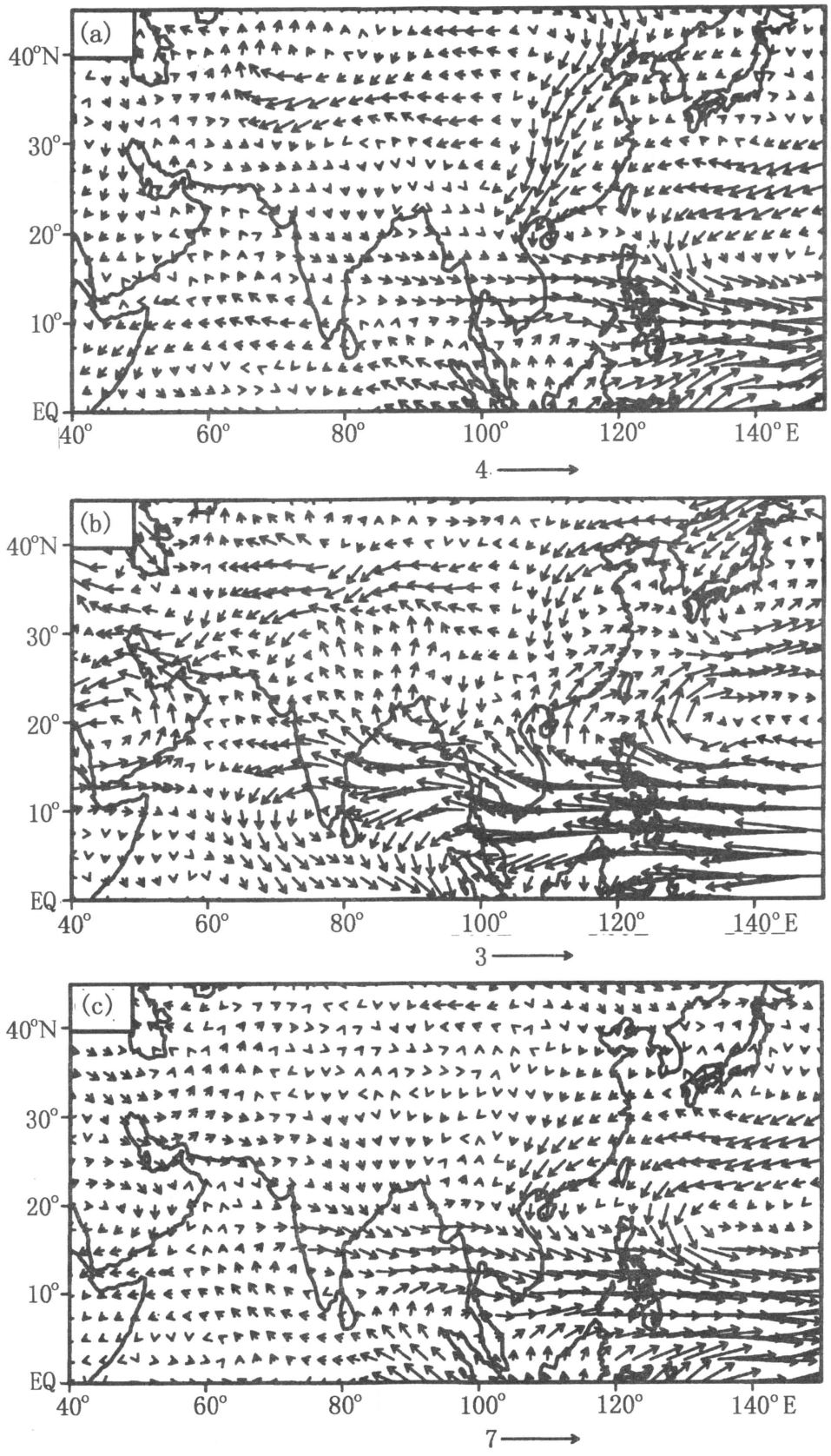


图 8.2　对 El Nino(a)和 La Nina(b)合成的夏季(6～8 月)平均 850hPa 流场及其差值(c)的分布形势

显,El Nino 年夏季平均降水量偏少,而 La Nina 年夏季平均降水量偏多[7]。图 8.3 给出了汛期降水正负距平分布的示意图,基本反映了 El Nino 对中国汛期降水的影响。近些年的研究表明,中国东部地区夏季降水量与 ENSO 的关系,尤其是与 El Nino 的关系依赖于 El Nino 所处

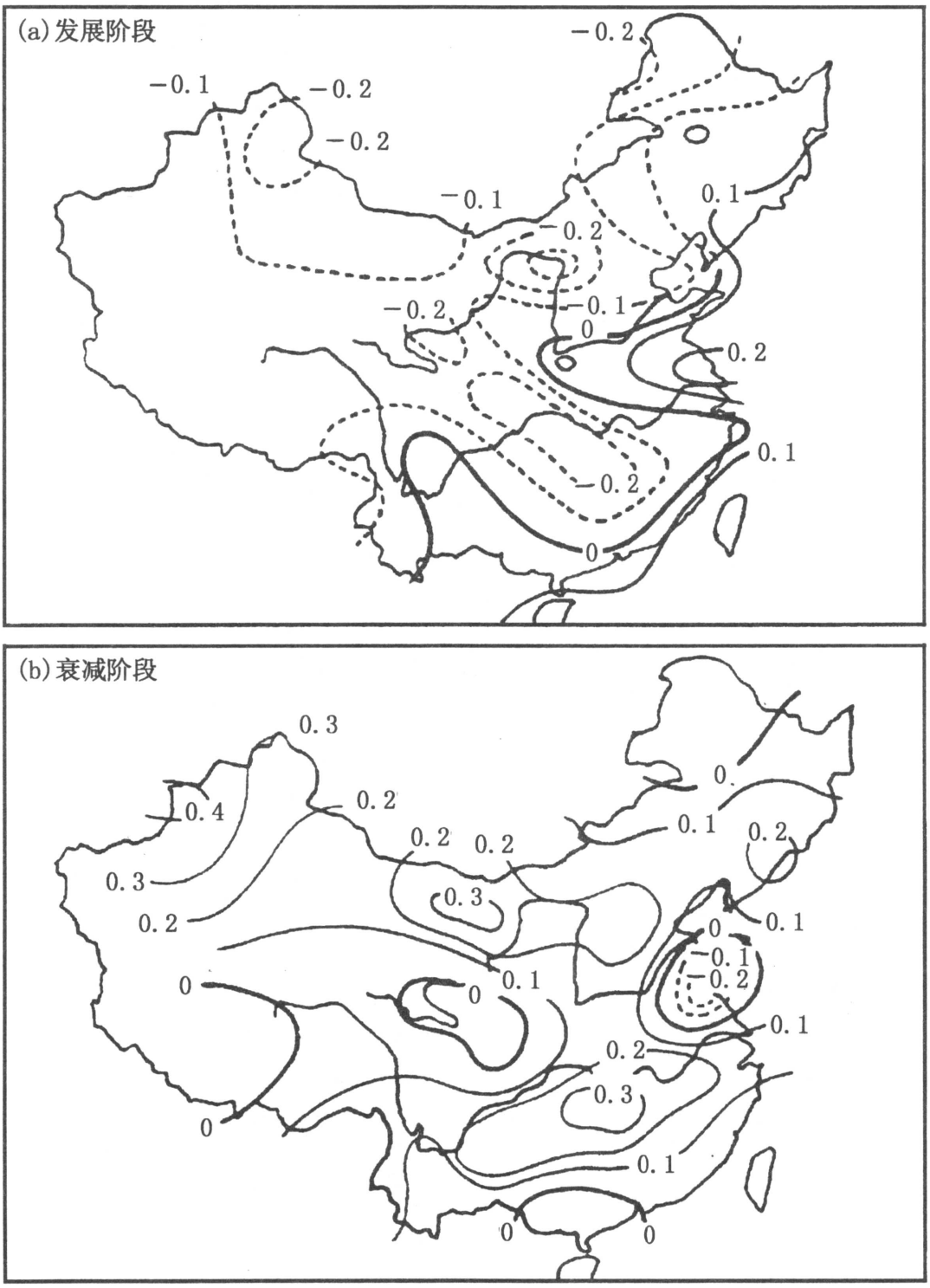


图 8.3 当 El Nino 处于发展阶段和衰减阶段时我国东部夏季降水量距平分布[9]

的不同阶段[8]。平均来讲，在El Nino处于发展期的夏季，中国东部的主要降雨带在长江－淮河流域；而在El Nino处于衰减期的夏季，中国东部的主要降雨带在长江以南的两湖地区[9]。

同夏季降水密切有关的西太平洋副高和西太平洋台风活动与ENSO也有明显的关系，或者说ENSO对西太平洋副高和台风活动有明显影响[10~13]。平均来讲，在El Nino年夏季西太平洋副高位置偏南，呈带状西伸，在La Nina年西太平洋副高位置偏北；在El Nino(La Nina)年西太平洋台风数目偏少(多)，而且登陆中国大陆的台风数也偏少(多)。

东北是中国的主要粮食产地之一，但主要地区纬度较高，作物生长期较短，夏季低温是一种重要气候灾害。而资料分析表明ENSO对中国东北夏季低温冷害的发生也有明显影响，平均来讲El Nino夏季东北气温往往偏低；而在La Nina年夏季，东北气温往往多偏高[14]。

前面我们已经指出，ENSO只是影响东亚夏季风及夏季气候的一种因素，难于看到百分之百的对应关系。同时，我们还要指出，ENSO对东亚季风的影响似乎还存在阶段性，在某阶段其(影响)关系明显，而在另阶段其影响却不十分明显。这可能与年代际气候特征及变化有关，尚待深入研究。

§8.2　ENSO与东亚冬季风的关系

我们在一系列的研究中早已明确指出，东亚冬季风异常与ENSO之间存在着相互影响关系[15~17]，冬半年的强(弱)东亚冬季风将对El Nino(La Nina)有激发作用；而El Nino(La Nina)将减弱(增强)东亚冬季风。

为了进一步揭露ENSO发生与东亚冬季风异常的关系，利用美国NMC的北半球500hPa高度资料和海平面气压资料，以及美国综合大气-海洋资料集(COADS)的海温、海面风资料，分别对1950年至1989年间的10次El Nino和7次La Nina进行合成分析。

图8.4分别给出了合成的El Nino爆发前一年到后一年的东亚地区(30~40°N，100~130°E)平均500hPa位势高度距平、西北利亚－蒙古地区(35~50°N，80~110°E)平均地面气压距平、东亚沿海地区(30~40°N，120~135°E)平均地面气温距平以及(25~30°N，120~135°E)经

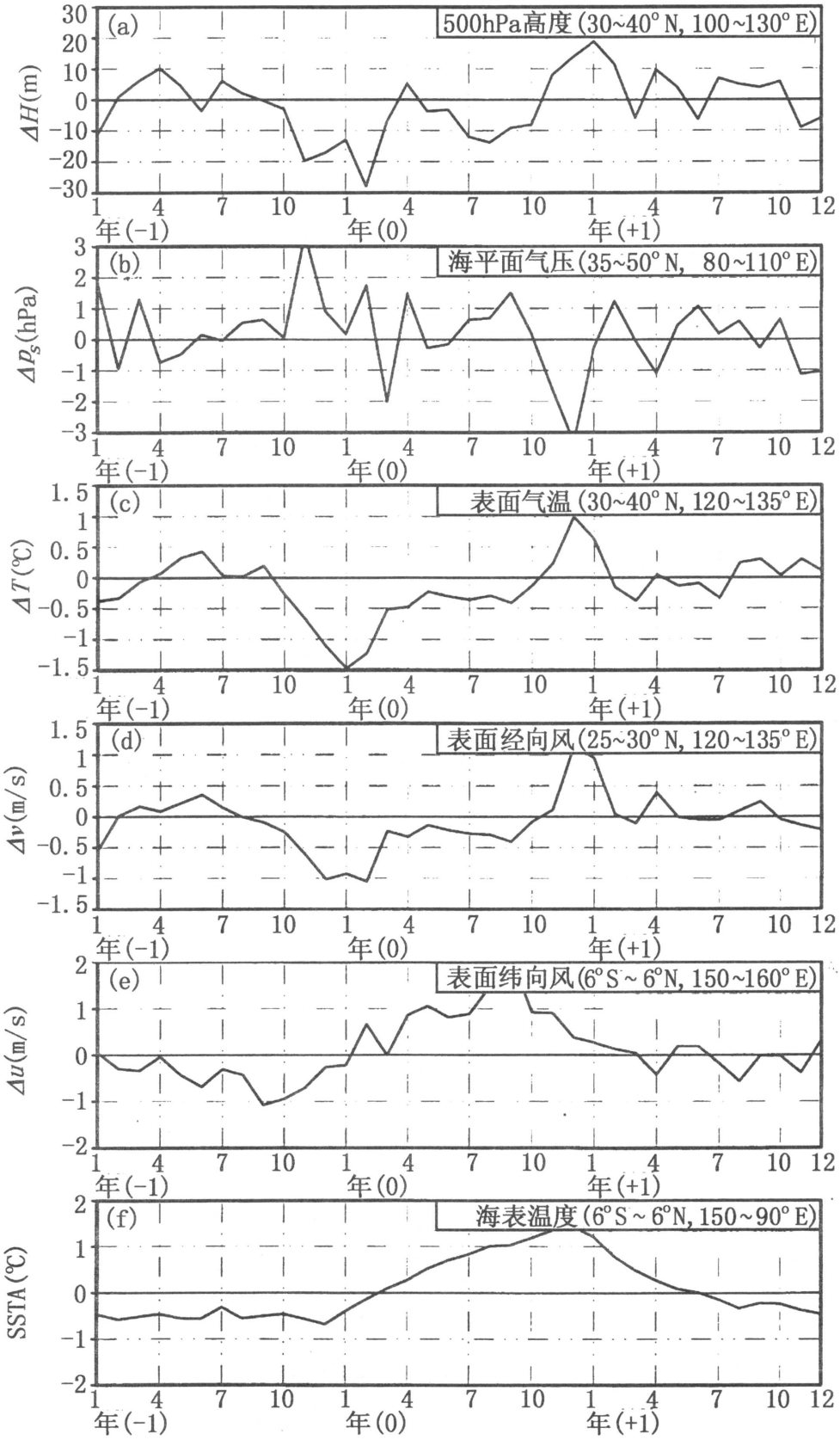


图 8.4 El Nino 发生与东亚冬季风的关系[18]

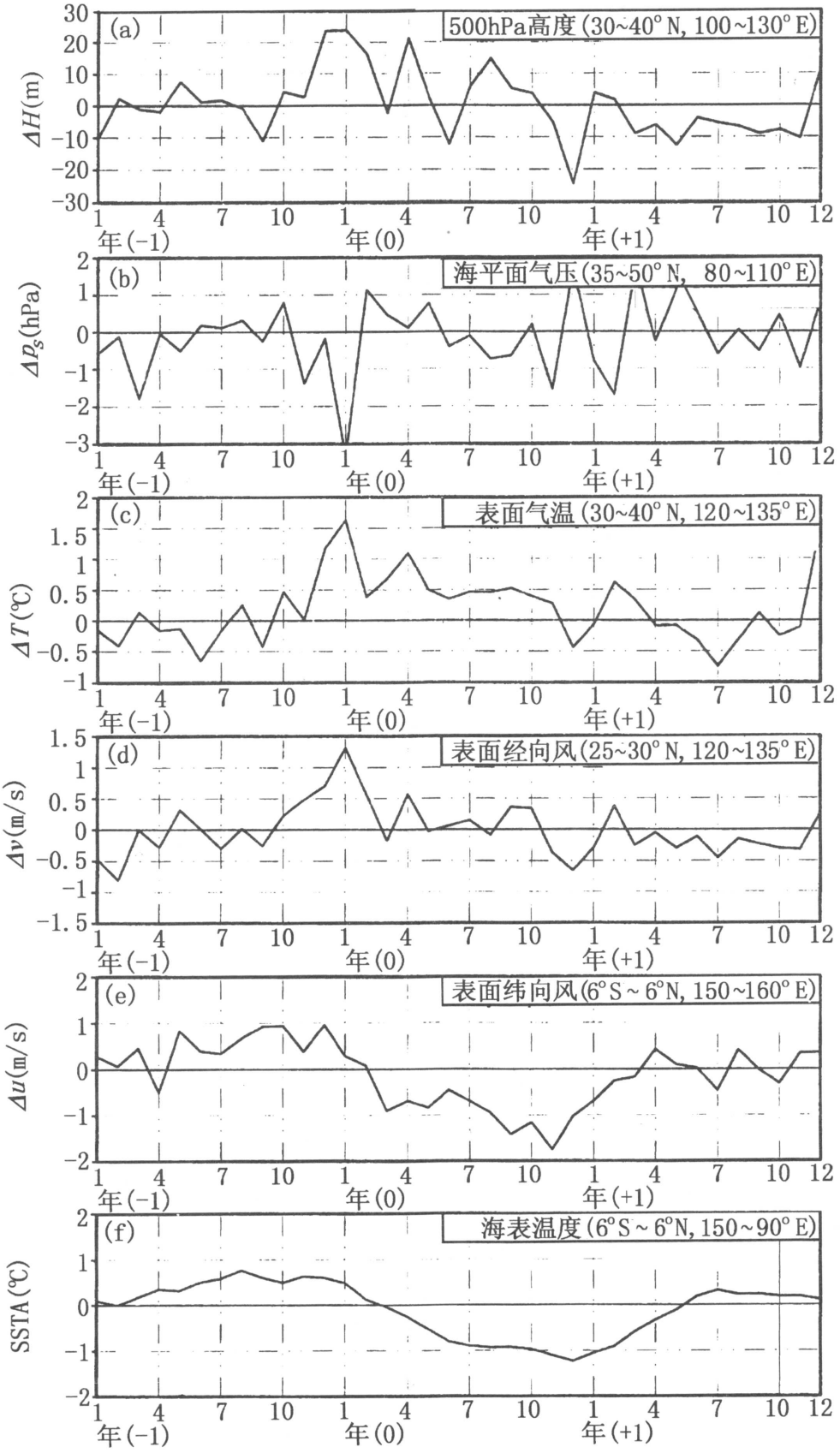


图 8.5　同图 8.4,但为 La Nina 情况[18]

向风速距平、赤道西太平洋地区(6°S ~ 6°N,150 ~ 160°E)平均纬向风速距平和 Nino 3 区(6°S ~ 6°N,150 ~ 90°W)SSTA 的时间变化。

图 8.4(a) ~ (d)从不同物理量表现了东亚冬季风的活动,因为东亚大槽的强弱、西北利亚地面冷高压的强弱、东亚沿海地区的气温高低和北风强弱都能描写东亚冬季风(寒潮)的强弱。

由图 8.4 清楚地表明,在 El Nino 爆发前,赤道西太平洋地区已开始持续的西风异常;而在它们之前的冬半年里,东亚冬季风一直持续偏强(东亚大槽深,西北利亚地面高亚强,东亚沿海偏冷和有异常北风)。或者说在 El Nino 爆发前,东亚冬季风持续偏强,并导致赤道西太平洋地区出现西风异常。而在 El Nino 发生后的冬季,东亚冬季风却明显偏弱。

对于 La Nina 的合成结果如图 8.5 所示,很显然,与 El Nino 情况相类似,但符号相反。在 La Nina 爆发之前,东亚冬季风持续偏弱,并导致在赤道西太平洋地区出现东风异常。而在 La Nino 发生后的冬季,东亚冬季风却明显持续偏强。

上面的分析进一步清楚地说明了异常东亚冬季风与 ENSO 的相互作用关系。持续的强(弱)东亚冬季风对 El Nino(La Nina)有重要激发作用;而 El Nino(La Nina)则会导致该年东亚冬季风的削弱(增强)。

§8.3 东亚冬季风异常对 ENSO 的激发作用

上面的资料分析已清楚地表明,在 El Nino(La Nina)发生前的冬半年,东亚冬季风平均来讲都偏强(弱),并且使得赤道西太平洋地区有西(东)风异常和偏强(弱)的积云对流出现。因此已有观测资料显示了东亚冬季风异常与 ENSO 的密切关系,而且异常的强(弱)东亚冬季风对 El Nino(La Nina)的爆发有重要激发作用。

80 年代以来数值模拟已成为研究 ENSO 的重要工具之一,这里用一个海-气耦合模式(CGCM)进行数值模拟,进一步指出异常强东亚冬季风对 El Nino 的重要激发机制。

我们使用的 CGCM 中海洋模式是大气物理研究所发展的 14 层热带太平洋环流模式(IAP-OGCM),模式范围为(120°E ~ 69°W,30°S ~ 30°N),水平分辨率为 2°经度 × 1°纬渡,模式考虑了真实的热带太平洋

海陆边界。这个OGCM的最大特点是海表面为自由面，海面高度是预报量；同时在海洋热力学变量的计算中引入了标准层结近似，减少了截断误差。

上述OGCM与二层全球大气环流模式（IAP-AGCM-2）相耦合，便是我们所使用的海-气耦合模式（CGCM）。关于IAP-AGCM-2已有许多文章介绍，美国能源部印制了该模式的版本[19]，它对东亚季风变化的模拟已有很好的分析，在国际模式相互比较计划中该模式已被证明是全世界有较好模拟能力的少数GCM之一[20]。

在数值模拟试验中，分别有对照试验（CE）和异常试验（AE）。对照试验是用CGCM模式积分的第50年到第52年的结果，它同样可代表海-气系统一般的状况；异常试验则根据东亚冬季风发生的特征，假定在亚洲大陆的北部有地面气压和地面气温的异常，因为正（负）气压异常和负（正）气温异常可表示冬季风强（弱）的形势。

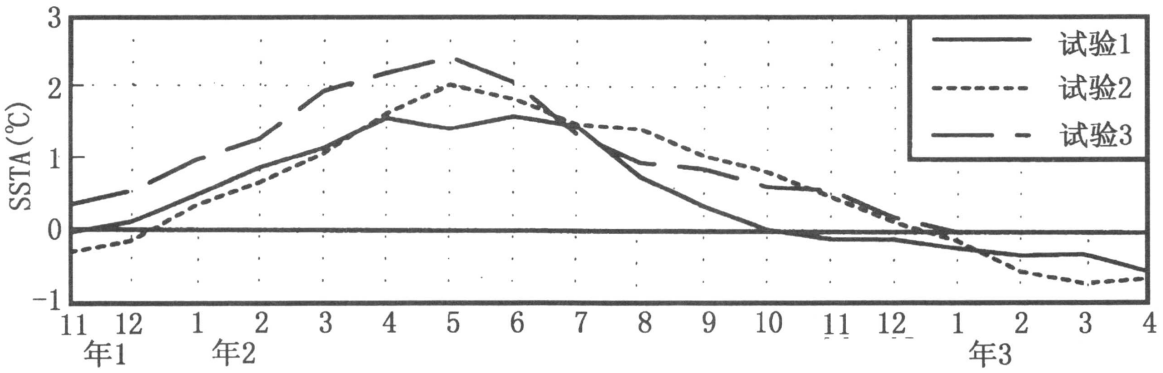
为了表示冬半年冬季风的异常活动，假定异常场存在于第一年的11月到第二年的4月，异常试验由第一年的11月积分到第三年的4月。按通常的数值模拟试验办法，异常试验结果与对照试验结果的差值（AE－CE）也就可以表示异常东亚冬季风对赤道太平洋的影响，或者说反映了异常东亚冬季风对ENSO的激发作用。

许多资料分析研究已表明，强东亚冬季风（东亚寒潮）的发生总是在西伯利亚和蒙古地区有较强冷高压的形成，东亚地区高空槽加深明显，东亚沿海及西太平洋地区有持续强北风。

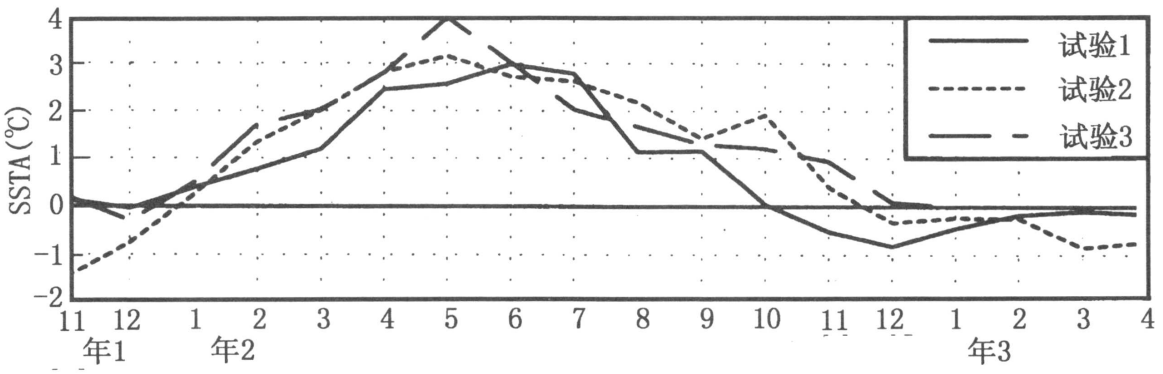
为了表示强东亚冬季风异常，我们在用CGCM作异常数值试验时，在亚洲大陆北部地区引入了正气压距平和负气温距平，其异常中心在贝加尔湖以南地区，中心值分别为12hPa和－4℃。

图8.6是在冬半年有东亚冬季风持续偏强情况下，由CGCM所得的赤道中东太平洋地区SST异常的时间演变。其中图8.6(a)为Nino 3区平均SSTA（℃），图8.6(b)为Nino 1＋2区平均SSTA（℃），图中三条曲线分别表示用三个不同初始场的结果。无论是Nino 3或是Nino 1＋2海区的平均，都出现了持续的正距平。而且，三个不同初始场得到了大致相近的结果。

图8.7是本组数值试验中热带太平洋SST异常的水平分布形势



(a)海表温度异常(Nino 3: 5°S~5°N, 150~90°W)



(b)海表温度异常(Nino 1+2: 10°S~EQ, 90~80°W)

图 8.6 冬半年持续强东亚冬季风在 CGCM 中激发出的 SST 异常的时间变化[21]

(三个初始场结果的平均),图中实线和虚线分别表示 SST 正异常和异常(℃)。从图中可非常明显地看出,在赤道中东太平洋有大片持续的正异常出现,而在赤道西太平洋有弱的负异常产生。换句话说,由于冬半年有持续的强东亚冬季风存在,在 CGCM 中很清除地激发出了类似于 El Nino 事件的赤道中东太平洋 SST 正异常。

对于冬半年东亚冬季风持续偏弱的情况(亚洲大陆中高纬度地区地面气压为负距平和气温为正距平),CGCM 数值模拟结果与图 8.6 和图 8.7 大致相反,赤道中东太平洋有持续 SST 负距平出现(图略),引起了类似 La Nina 的 SSTA 形势。

显然,CGCM 很好模拟了东亚冬季风异常对热带太平洋海洋(海面高度,SST 及海流等)的重要作用,数值试验结果极为清楚地表明持续强(弱)东亚冬季风有利于激发 El Nino(La Nina)事件。换句话说,数值模拟进一步证实了我们在资料诊断和理论分析中已得到的重要结果,即异常东亚冬季风是一个激发产生 ENSO 的重要机制。

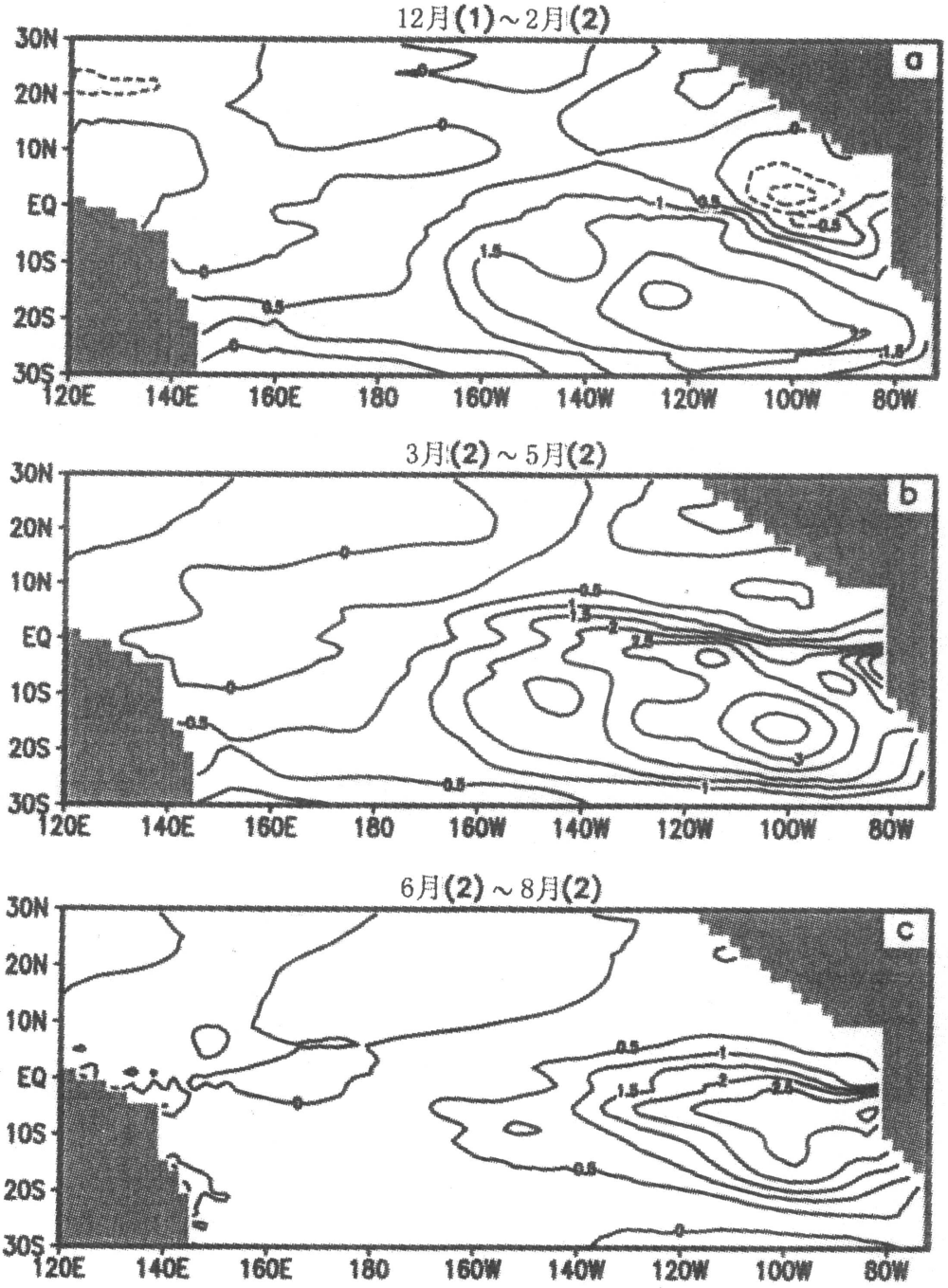


图 8.7　冬半年持续强东亚冬季风在 CGCM 中激发出的 SST 异常在不同时段的分布形势[21]

§8.4　东亚冬季风与 ENSO 相互作用的物理过程

通过资料分析和数值模拟我们已清楚看到，异常东亚冬季风对 ENSO(包括 El Nino 和 La Nina)的发生有重要激发作用；同时，ENSO 又

对东亚季风有重要影响。基于已有研究结果，ENSO 与东亚冬季风异常间的相互作用可以用图 8.8 来表示，其中包括了一些基本物理过程。

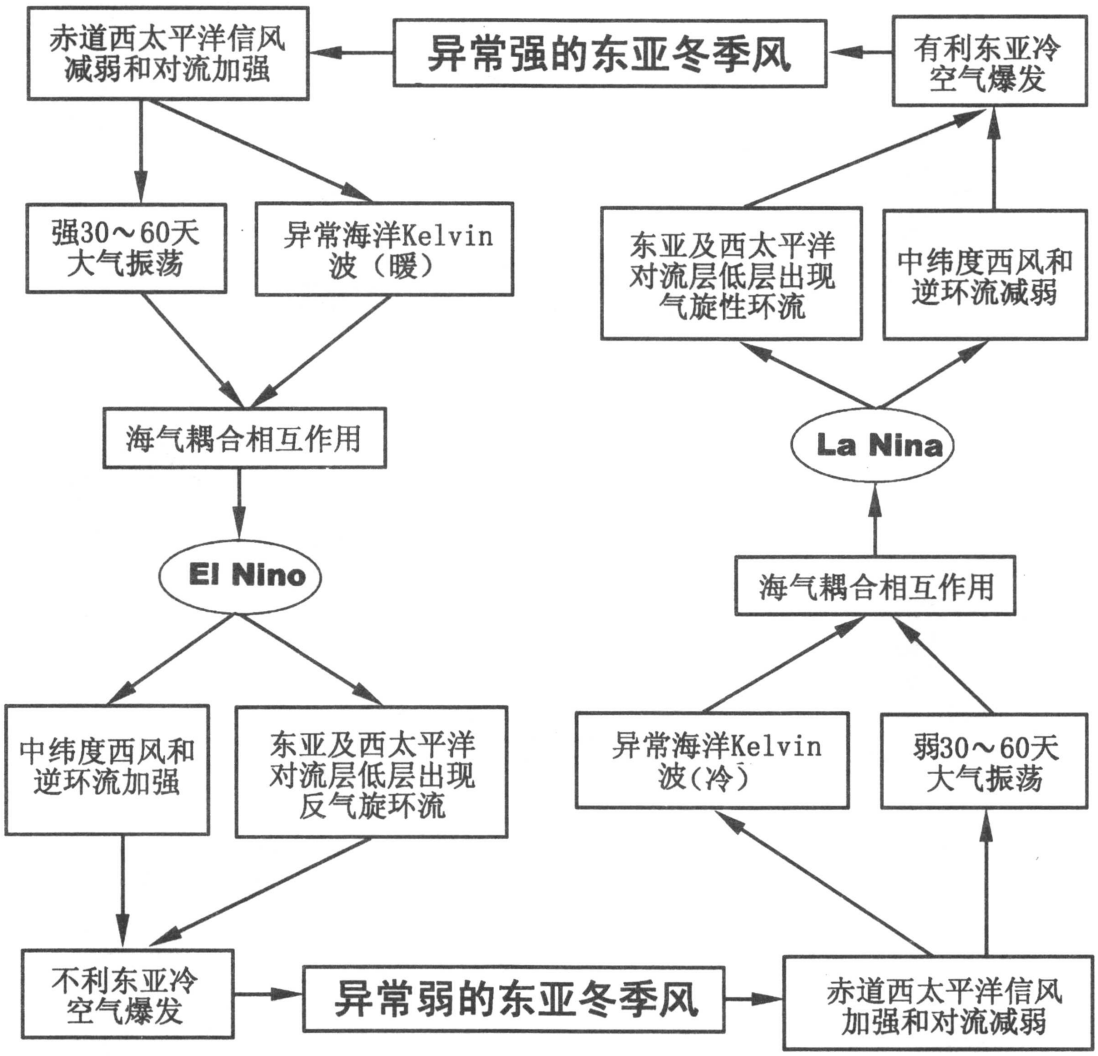


图 8.8 ENSO 与异常东亚冬季风相互作用过程示意图[22]

8.4.1 东亚冬季风异常影响 ENSO 发生的主要物理过程

东亚冬季风异常将持续引起赤道中西太平洋地区的对流层低层纬向风异常和对流活动异常是它激发 ENSO 发生的两个主要物理过程。一系列研究已清楚表明，异常强的东亚冬季风将在赤道中西太平洋地区引起持续西风异常和强对流活动；异常弱的东亚冬季风将在赤道中西太平洋地区引起持续的东风异常和弱的对流活动[23,24]。

赤道中西太平洋地区纬向风的异常与 ENSO 的关系已是大家熟知的事实，其根本原因在于该地区的西风异常将激发产生暖性海洋

Kelvin 波，而东风异常可激发产生冷性海洋 Kelvin 波。正是这种暖性和冷性 Kelvin 波的话才导致赤道东太平洋的正 SSTA 和负 SSTA 的出现，以及 El Nino 和 La Nina 的发生。图 8.9 给出的是赤道中西太平洋西风和东风异常分别在数值模式中所激发产生的暖性和冷性 Kelvin 波活动的情况，西风和东风异常将激发及产生不同性质的海洋 Kelvin 波是十分清楚的。

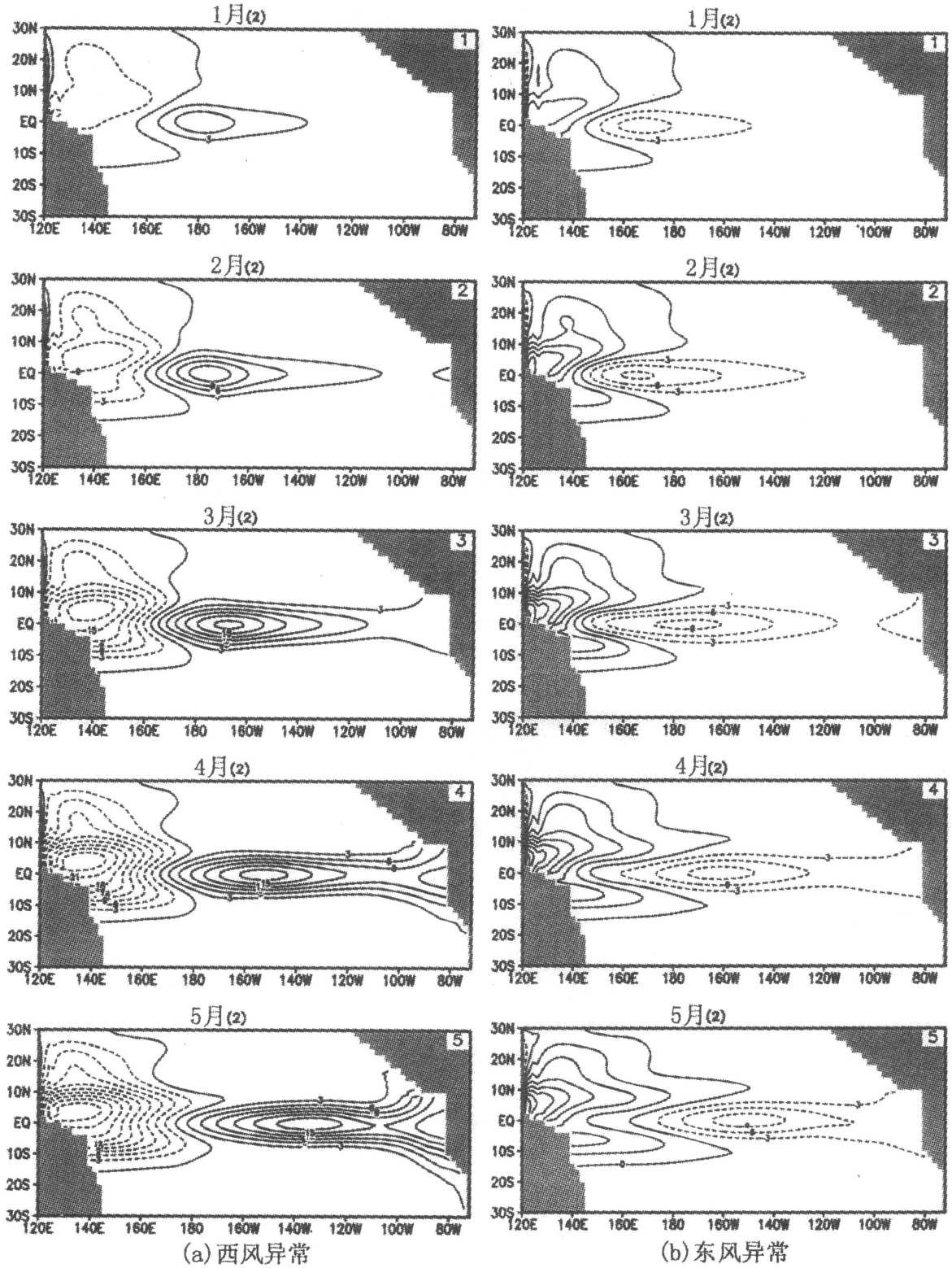
热带大气季节内振荡的动力学研究清楚地表明，积云对流加热反馈是激发大气季节内振荡的主要动力学机制[25~27]。异常东亚冬季风引起赤道中西太平洋地区对流活动的加强和减弱，也就必然激发出较强的大气季节内振荡的活动。图 8.10 分别给出的是不同东亚冬季风情况下，在 CGCM 中所得到的热带大气季节内振荡动能的时间变化。很显然，强（弱）东亚冬季风所激发产生的热带大气季节内振荡也强（弱）。

热带大气季节内振荡以年际变化最明显，而这种年际变化主要是由东亚冬季风的异常所引起。对热带海-气耦合系统来讲，热带大气季节内振荡的年际异常可视为一种外强迫因子。一个理论模式的研究表明，有年际时间尺度外强迫存在的情况下，热带海-气耦合系统便有利于 ENSO 模的形成[28]。因此，由东亚冬季风所引起的热带大气季节内振荡的年际异常对 ENSO 的发生有一定的作用。

8.4.2　ENSO 影响东亚冬季风的主要物理过程

El Nino 和 La Nina 对东亚冬季风的影响也很明显，而其主要物理过程是大气环流的遥响应（相关）。一方面，El Nino（La Nina）冬季，由于赤道东太平洋正（负）SSTA 的强迫影响，不仅使北半球平均 Hadley 环流加强（减弱），而且也使中纬度的 Ferrel 环流加强（减弱），在 35 ~ 65°N 将出现明显南（北）风异常以及向北（南）的异常热量输送，北半球中纬度地区纬向西风增强（减弱）和对流层低层的异常南（北）风都会不利于（有利于）冷空气向南爆发[29]；另一方面，赤道东太平洋的正（负）SSTA，往往在赤道西太平洋有负（正）SSTA 出现，从而在赤道西太平洋地区会出现低层反气旋性（气旋性）异常环流[30]，在西太平洋近大陆海区产生异常偏南（北）气流，也对冬季风有削弱（加强）作用。也就是说，通过大气环流对赤道太平洋 SSTA 的遥响应，在 El Nino 冬季，东亚地

区产生了不利于寒潮持续爆发的大气环流形式,东亚冬季偏弱;在 La Nina 冬季,东亚地区产生了有利于寒潮持续爆发的大气环流形势,东



(a)西风异常　　(b)东风异常

图 8.9　赤道中西太平洋地区西风异常和东风异常激发产生的海洋 Kelvin 波的活动情况(图中所示为海面高度的正负异常形势)

亚冬季风偏强。

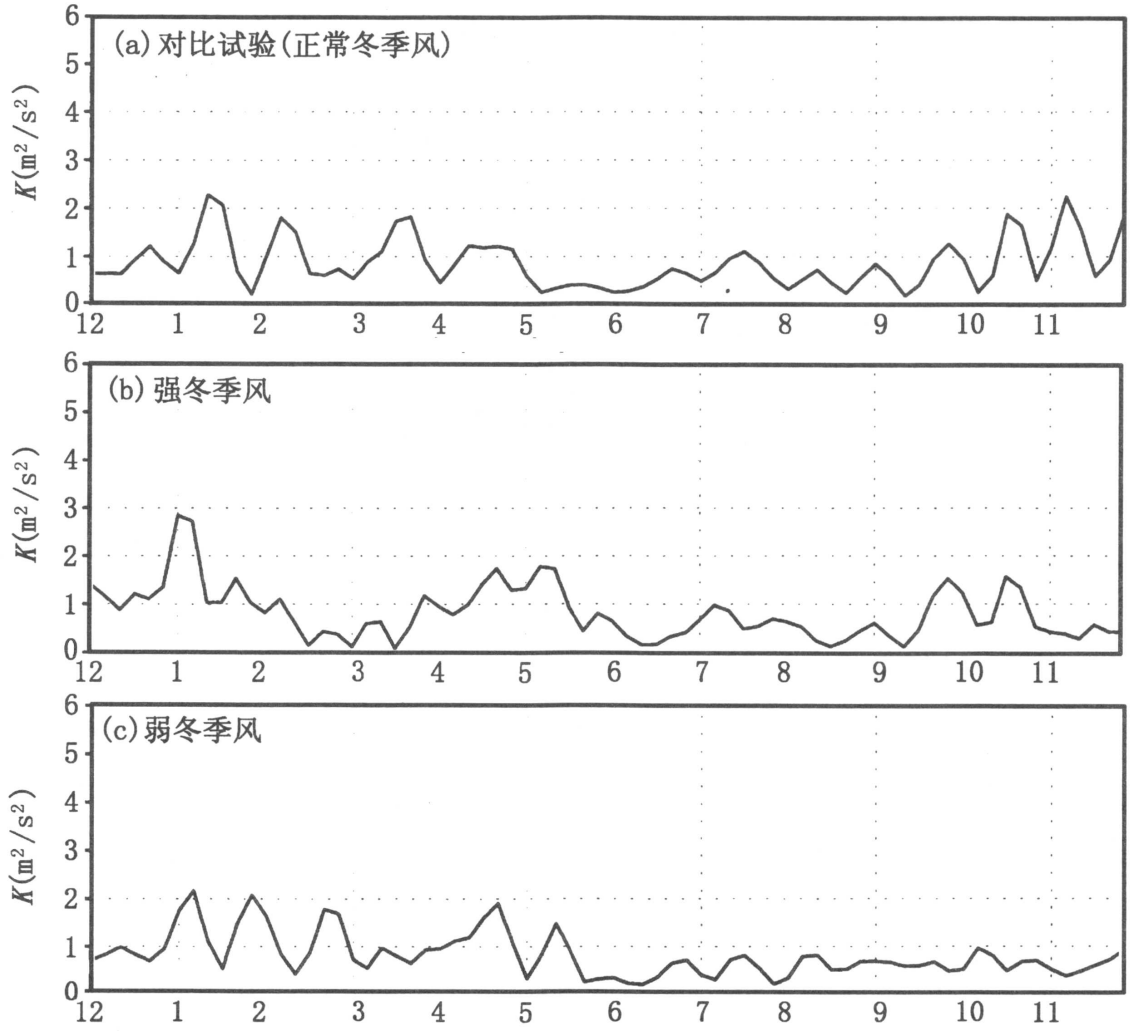


图 8.10　不同强度东亚冬季风在 CGCM 中所激发产生的热带(10°S ~ 10°N)大气季节内振荡的动能的时间变化

§8.5　东亚季风、暖池热状况与 ENSO

前面的讨论已清楚指出,无论是观测资料的分析还是耦合模式的数值模拟,其结果都表明强(弱)东亚冬季风的异常对 El Nino(La Nina)的发生有重要激发作用。在这一节将进一步看到异常东亚冬季风所引起的赤道中西太平洋纬向风异常如何导致 ENSO 的发生。

8.5.1　ENSO 的发生与暖池次表层海温异常

1997 年初夏爆发了本世纪最强的一次 El Nino 事件,而观测资料

表明在 El Nino 发生之前西太平洋暖池次表层海温(SOT)早已有明显正异常,正的 SOT 距平可追溯到 1996 年秋天。暖池区的 SOT 正距平沿海洋温跃层东传到赤道东太平洋并向海洋表层的扩展是 El Nino 事件发生的直接原因。当 El Nino 事件发生之后,暖池区的 SOT 又出现负距平,其后,暖池区 SOT 负距平的向东传播和在赤道东太平洋向海表扩展便激发产生了 1998 的 La Nina[31,32]。图 8.11 和图 8.12 分别给出了 1997 年 El Nino 爆发前后以及赤道太平洋次表层海温异常(SOTA)的变化情况和 Nino 3 区 SSTA 的变化情况。很显然,在赤道东太平洋 SSTA 出现正值之前,赤道西太平洋暖池次表层早已有 SOTA 正距平存在,而当暖池正 SOTA 沿斜温层东传到赤道东太平洋,便扩展到海表,导致正 SSTA 的出现,El Nino 也就爆发。因此赤道太平洋 SOT 异常的演变特征表明,1997 ~ 1998 年 ENSO 的发生同暖池区 SOT 的异常及其东传有极密切的关系。

分析历史上的每一次 El Nino 事件,可以发现暖池区正 SOTA 的向东传播直接与 El Nino 的爆发有关。由于温跃层从赤道西太平洋到赤道东太平洋是逐渐升高的,当暖池区的正 SOTA 向东传到赤道东太平洋时,赤道东太平洋海表水温(SST)也将出现正异常。换句话说,暖池区的正 SOTA 和它东传到赤道东太平洋可以视为 El Nino 发生的重要原因。在 El Nino(La Nina)爆发之前的一个相长的时期内,暖池次表层已有明显正(负)SOTA 存在;当正(负)SOTA 沿温跃层东传到赤道东太平洋(160 ~ 150°W 以东),El Nino(La Nina)即刻发生。

为了进一步揭露暖池区 SOTA 对激发 ENSO 的重要作用,我们分析了用前面介绍的海-气耦合模式所进行的多年积分资料,对于模式得到的第 61 年到第 100 年的积分结果,其间有 13 次暖(El Nino)事件和 12 次冷(La Nina)事件发生。模式模拟的 Nino 3 区 SSTA 和暖池区 SOTA 的时间变化情况如图 8.13 所示。很显然,在暖事件之前暖池区都有正 SOTA 出现,而在暖事件爆发之后暖池区的 SOTA 又变为负值;相反,冷事件却总是与暖池区的先期负 SOTA 相对应。上述数值模拟结果与观测十分一致。

上面的讨论已清楚表明资料分析的耦合模式的数值模拟都指出了相同的结果:ENSO 的发生与暖池区 SOTA 的异常有密切关系,在 El

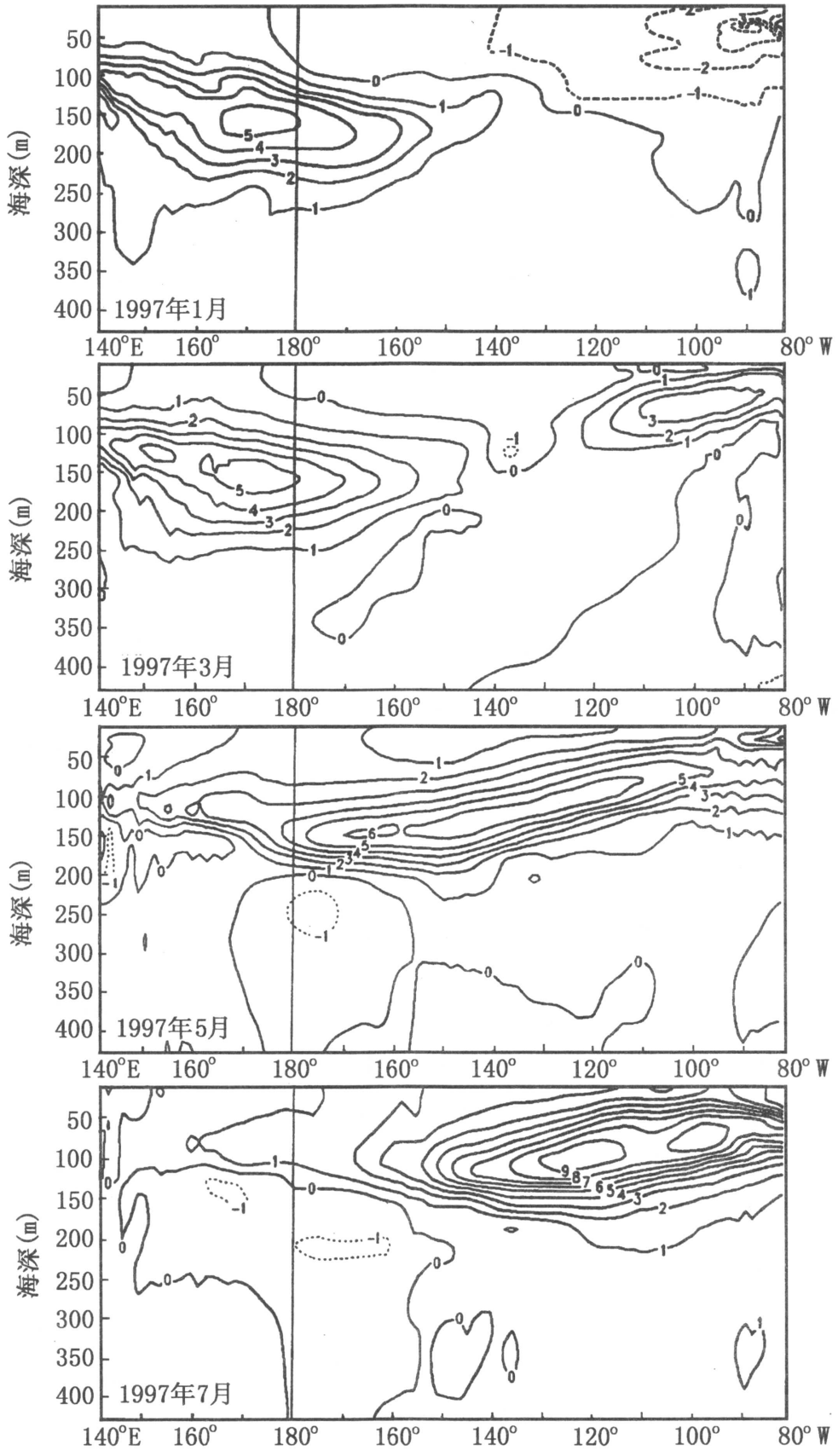


图 8.11　1997 年赤道太平洋次表层海温异常(℃)的演变情况

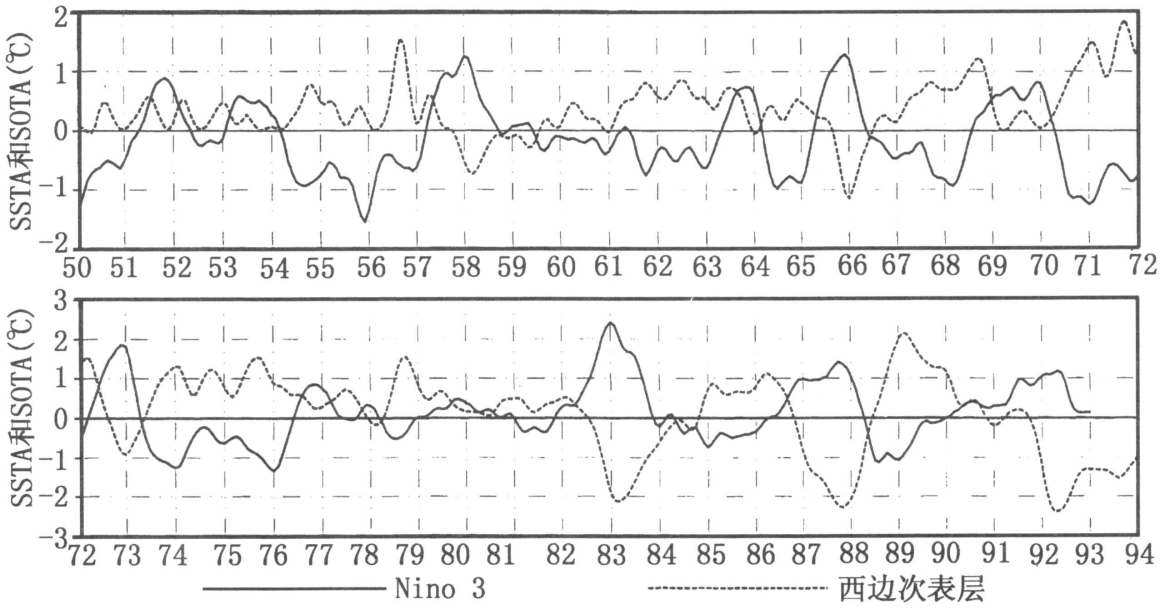


图 8.12 Nino 3 区 SSTA(实线)和暖池区 SOTA(虚线)的时间变化情况[31]

Nino(La Nina)爆发之前,暖池区早已有正(负)SOTA 存在;ENSO 的发生直接与暖池区 SOTA 的东传相联系,当正(负)SOTA 由暖池区东传到赤道东太平并扩展到海洋表面,将导致赤道东太平洋 SST 的正(负)异常和 El Nino(La Nina)的爆发。在 ENSO 爆发之后,Nino 3 区的 SSTA 和暖池区的 SOTA 又成为反位相关系。

8.5.2 赤道西太平洋西风异常的重要作用

上面的讨论已可清楚看到,ENSO 的发生直接与暖池次表层海温异常的东传有关,那么是什么因素导致暖池次表层海温异常的东传呢?通过一些分析我们发现,赤道西太平洋地区的纬向风(信风)异常是暖池次表层海温异常向东传播的重要原因。在图 8.14 中分别给出了对 El Nino 事件合成的暖池区的 SOTA、赤道西太平洋(10°S ~ 10°N,120 ~ 160°E)地区的纬向风异常、赤道东太平洋(5°S ~ 5°N,170 ~ 130°W)地区的 SOTA 和 Nino 3 区的 SSTA 的时间变化,其中图 8.14(d)所示 SSTA 的演变表明了 El Nino 事件的发生。在 El Nino 发生之前暖池次表层的正 SOTA 已传到了赤道东太平洋,如图 8.14(c)所示。因为在暖池次表层开始增暖的一段时期,赤道东太平洋的 SOTA 为负值;而赤道西太平洋地区的西风异常出现得还要早一些,如图 8.14(b)所示,可视其为导

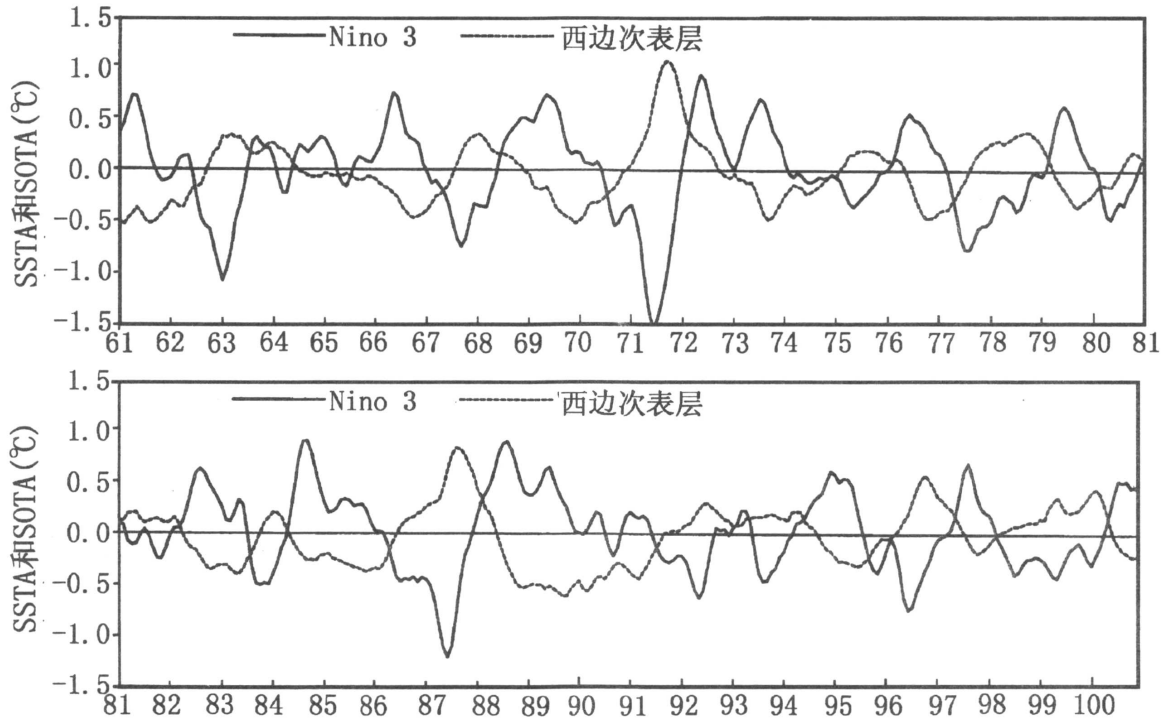


图 8.13　海-气耦合模式模拟得到的 Nino3 区 SSTA 和暖池区 SOTA 的时间变化情况(第 61 ~ 100 年)

致暖池 SOT 正异常东传的重要机制;图 8.14(a)表明在 El Nino 事件发生之前(约 1 年多)暖池次表层已开始出现明显正 SOTA。

对于 La Nina,合成分析表明也有相类似的演变过程,只是与 Nino 3 区的负 SSTA 相对应的是早期出现的负 SOTA 和赤道西太平洋地区的东风异常。也就是说,赤道西太平洋地区的东风异常导致暖池区已存在的负 SOTA 东传;当负 SOTA 东传到赤道东太平洋并向上扩展到海表,便引起负 SSTA,La Nina 也即爆发。

上面所示结果及其对比,可以认为赤道西太平洋地区的纬向风(西风和东风)异常对暖池区 SOTA 的向东传播和 ENSO 的发生起着重要作用。其中,Kelvin 波可能是最主要的机制,因为不少研究已经表明赤道西太平洋地区的西(东)风异常将激发产生异常的海洋暖(冷)性 Kelvin 波。

持续的强(弱)东亚冬季风将导致赤道西太平洋地区持续的西(东)风异常;而异常的赤道西(东)风可使得已在暖池区存在相当长一段时间的正(负)SOTA 向东传播;沿温跃层东传的正(负)SOTA 将造成赤道东太平洋正(负)SSTA 的出现和 El Nino(La Nina)的发生。当 ENSO 发生之后,El Nino(La Nina)的影响将削弱(加强)东亚冬季风,就如以前

的研究结果一样。显然,东亚冬季风 - 暖池次表层热状况 - ENSO 可视为一个相互作用的大型气候系统。

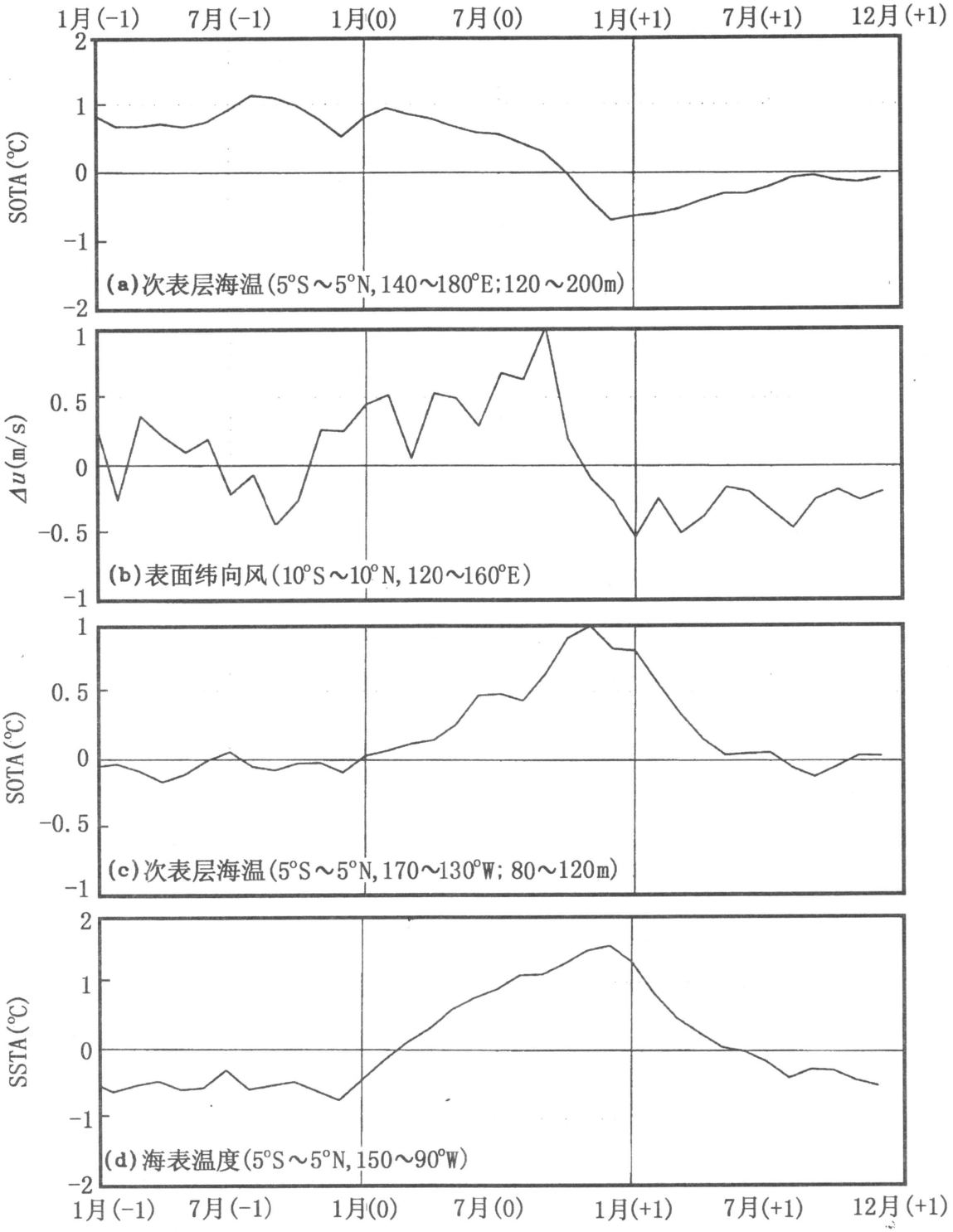


图 8.14 对 El Nino 事件合成分析得到的暖池区 SOTA 与赤道西太平洋地区纬向风异常、赤道东太平洋(5°S ~ 5°N,170 ~ 130°W)SOTA 及 Nino 3 区 SSTA 的时间变化和相互关系

参 考 文 献

[1] 徐予红、陶诗言,东亚夏季风的年际变化与江淮流域梅雨期旱涝,见黄荣辉等编,《灾害性气候的过程及诊断》,气象出版社,31～39,1996。

[2] 李崇银、张利平,南海夏季风活动及其影响,大气科学,**23**,257～266,1999。

[3] 张庆云、陶诗言,夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水,应用气象学报(增刊),(9),17～23,1998。

[4] 陈烈庭,东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响,大气科学,(1),1～12,1977。

[5] 符淙斌、腾星林,我国夏季气候异常与厄尔尼诺/南方涛动现象的关系,大气科学(特刊),133－141,1988。

[6] 莫如平,中国降水、气温的年际振荡及其与 El Nino 的联系,海洋学报,11,141～143,1989。

[7] 李崇银,华北地区汛期降水的一个分析研究,气象学报,**50**,41～49,1992。

[8] Huang, R. And Y. Wu, The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism, *Adv. Atmos. Sci* .,(6): 21－32,1989.

[9] 叶笃正、黄荣辉,长江黄河流域旱涝规律和成因研究,山东科学技术出版社,222～236,1996。

[10] 中国科学院大气物理研究所长期天气预报组,热带海洋对副热带高压长期变化的影响,科学通报,**21**,313～317,1977。

[11] 潘怡航,赤道东太平洋热状况对西太平洋台风频数的影响,气象学报,**40**,24～34,1982。

[12] 李崇银,厄尔尼诺与西太平洋台风活动,科学通报,**30**,1087～1089,1985。

[13] Li Chongyin, Actions of typhoon over the western Pacific (including the South China Sea) and El Nino, *Adv. Atmos. Sci* ., (5): 107－116,1988.

[14] 李崇银,El Nino 事件与中国东部气温异常,热带气象,(5),210～219,1989。

[15] 李崇银,频繁强东亚大槽活动与 El Nino 的发生,中国科学(B),667～674,1988。

[16] 李崇银、陈于湘、袁重光,El Nino 事件发生的一个重要原因－东亚寒潮的频繁活动,大气科学(特刊),125－132,1988。

[17] Li Chongyin, Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Nino events, *Adv. Atoms. Sci* ., (7): 36－46,1990.

[18] 穆明权、李崇银,东亚冬季风年际变化的 ENSO 信息－(I)观测资料分析,大气科学,**23**,275－286,1999。

[19] Zeng, Q., X. Zhang, X. Liang, C. Yuan, and S. Chen, Documentation of IAP Two-Level AGCM, TR044, DOE/ER/60314－HI, U.S. DOE, 383pp, 1989.

[20] Sperber, K. R., and T. N. Palmer, Interannaul tropical rainfall variability in general circulation model simulation associated with the atmospheric model intercomparison project, PCMDI Report, No.28, UCRL－ID－121725, 1995.

[21] 李崇银、穆明权,异常东亚冬季风激发 ENSO 的数值模拟研究,大气科学,**22**,481～490,1998。

[22] Li Chongyin, ENSO cycle and anmalies of winter monsoon in East Asia, Workshop on El Nino, Southern Oscillation and Monsoon, ICTP, SMR/930－18, Trieste, 15－26 July 1996.

[23] 李崇银、周亚萍,热带大气季节内振荡和 ENSO 的相互关系,地球物理学报,**37**,17～26,1994。

[24] Li Chongyin, Westerly anomalies over the equatorial western Pacific and Asian winter monsoon, Proceedings of the International Scientific Conference on the TOGA Programme, 557－561, WCRP－91, WMO/TD No.717, 1995.

[25] 李崇银,南亚季风槽脊和热带气旋活动与移动性 CISK 波,中国科学(B),668～675,1985。

[26] Lau, K.M. and L. Peng, Origin of low frequency (interaseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part I. The basic theory, *J. Atmos. Sci.*, **44**: 950－972,1987.

[27] Li Chongyin, A further inquiry on the mechanism of 30－60 day oscillation in the tropical atmosphere, *Adv. Atmos. Sci.*, **10**:41－53,1993.

[28] 李崇银、廖清海、热带大气季节内振荡激发 El Nino 的机制,热带气象学报,**14**,97～105,1998。

[29] 吴正贤、李崇银、吴国雄,1982～1983 年冬季厄尔尼诺期间大气环流异常的诊断分析,热带气象,**6**,253～264,1990。

[30] Zhang R., A. Sumi and M. Kimoto, Impact of El Nino on the East Asian monsoon: Adiagnostic study of the '86/87 and 91/92 events, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**:49－62,1996.

[31] Li Chongyin, Mu Mingquan and Zhou Guangqing, The Variation of warm pool in the equatorial western Pacific and its impacts to climate, *Adv. Atmos. Sci.*, **16**: 378－394,1999.

[32] Huang, R. R., R. Zhang and Q. Zhang, The 1997/98 ENSO cycle and its impact on summer climate anomalous in East Asia, *Adv. Atmos. Sci.*, **17**: 348－362,2000.

[33] 李崇银、穆明权,论东亚冬季风－暖池状况－ENSO 循环相互作用,科学通报,**45**,678～685,2000。

第九章　ENSO 理论研究

赤道东太平洋海温异常的两个极端位相：El Nino 事件和 La Nina 事件，以及大气中反映出的南方涛动（SO），合称为 ENSO 现象是年际气候异常的主要信号。El Nino 事件对应的暖水位相和 La Nina 事件对应的冷水位相以及太平洋与印度洋海平面气压场的反位相变化重复非周期性的出现构成了所谓的 ENSO 循环。ENSO 理论或 ENSO 循环理论是要回答产生这种循环的物理机制。进一步地讲，ENSO 理论要研究清楚它的正、负反馈以及与这一反馈有关的时空结构。本章分为四个部分。第一部分就近 20 多年来 ENSO 理论方面的研究作一个概述；第二部分简要介绍三个 ENSO 循环的振子理论；第三部分给出一些新的观测事实；第四部分对局地海-气相互作用和行星尺度相互作用给出简单的模式结果。最后给出小结。

§9.1　早期观测与研究

ENSO 理论的研究发展是与观测事实的发现、模式研究的发展紧密相联系的。ENSO 理论研究可以追溯到从 Bjerknes[1~2]时代的太平洋海气相互作用的假设到 1980 年代以来的全球热带海洋大气（TOGA）计划。在 Bjerknes 的假设中，Hadley 环流异常和太平洋信风异常作为耦合系统中的热带大气部分、海温异常作为海洋异常部分已经考虑在这一耦合的海气系统中了。早期对 ENSO 循环的认识可以简单地描述为：太平洋海温异常引起信风异常，反过来信风异常通过异常的洋流产生海温异常。Bjerknes 的假设中没有具体描述系统是怎样从一个暖或冷的海温异常状态转换到另一个状态的。Bjerknes 的假设仍然集中于表面的和对称的现象描述。

随着观测资料的积累，对 ENSO 事件的客观描述更加具体了。如，海温异常通过大气的边界强迫驱动直接的热力环流，对流在最暖的海温区组织产生热带辐合带（ITCZ）。作为大气中两个行星尺度的热力直

接环流:Hadley 环流和 Walker 环流在 ENSO 循环中的作用也有了更深层次的认识。纬向对称分量的 Hadley 环流在热带地区形成表面东风。这一东风再强迫热带太平洋海洋形成非对称的 Walker 环流。在热带太平洋,Walker 环流驱动洋流形成了洋盆宽度的海温梯度,即暖水在西部和冷水在东部。向西的风应力平衡了气候上的大尺度海面梯度和海洋斜温层倾斜。与此同时,表面东风通过 Ekman 漂流形成沿赤道中东太平洋的上翻流和沿赤道狭窄的"冷水舌"。在赤道西太平洋斜温层加深形成西太平洋"暖池"。海温异常依赖于表面风的异常。Walker 环流增强可以导致冷水和暖池进一步的增强。反之,Walker 环流的进一步减弱会导致暖事件的增强。所以,Walker 环流异常对 ENSO 循环始终起了一个正反馈的作用。

对 ENSO 循环除了需要知道其正负反馈机制外,对其非周期性行为也有必要进行理论上的解释。赤道东太平洋的海温异常(SSTA)和行星尺度两个地区海平面气压差的南方涛动(SO)序列明显地表现出相当的非规则行为。很多研究[3~7]表明 ENSO 时间序列的低频峰值大约有 3~5 年的周期。另一个弱的变化峰值大约在 2 年左右。总的说来,在 ENSO 序列中存在准 4 年和准 2 年的变化周期。除了年际变化外,ENSO 年代际变化的观测事实也已经被研究揭示[8~10]。近 50 年来,ENSO 年代际变化的转换发生在 1970 年代中期。

图 9.1 给出的是 1978~1992 年与 1950~1977 年的平均海温差。这一海温差表明在年代际海温变化中,赤道中东太平洋经历了正的距平,而西北和西南太平洋是负的距平。在正距平区中存在 3 个异常中心,其中心值达到 0.4~0.6℃。西北太平洋的负距平差也达到 -0.6℃。虽然是年代际海温变化差,但其变化的模态与年际变化的模态相似。1990 年代这样的增温更加明显。图 9.2 是由 1980~1995 年太平洋海温计算的 EOF 第 1 模态和第 2 模态。从第 1 模态看,赤道中东太平洋的海温变化与西北和西南太平洋的海温变化位相相反。第 2 模态表现出赤道南美沿岸的海温异常变化与 ITCZ 和南太平洋 ITCZ 附近的海温异常变化相反。从图 9.3 的时间系数看出,第 1 模态反映的是准 4 年变化,第 2 模态反映的是准 2 年变化。值得注意的是,对应第 1 模态的负距平位相极盛期则为第 2 模态的正距平时期,如 1981 年,1985

年和 1989 年。这一情况在 1999 ~ 2000 年的 La Nina 位相期间也出现了。La Nina 位相极盛期赤道太平洋南美沿岸附近出现的正海温距平最易使人们误以为 La Nina 事件的结束和新的 El Nino 事件的开始。

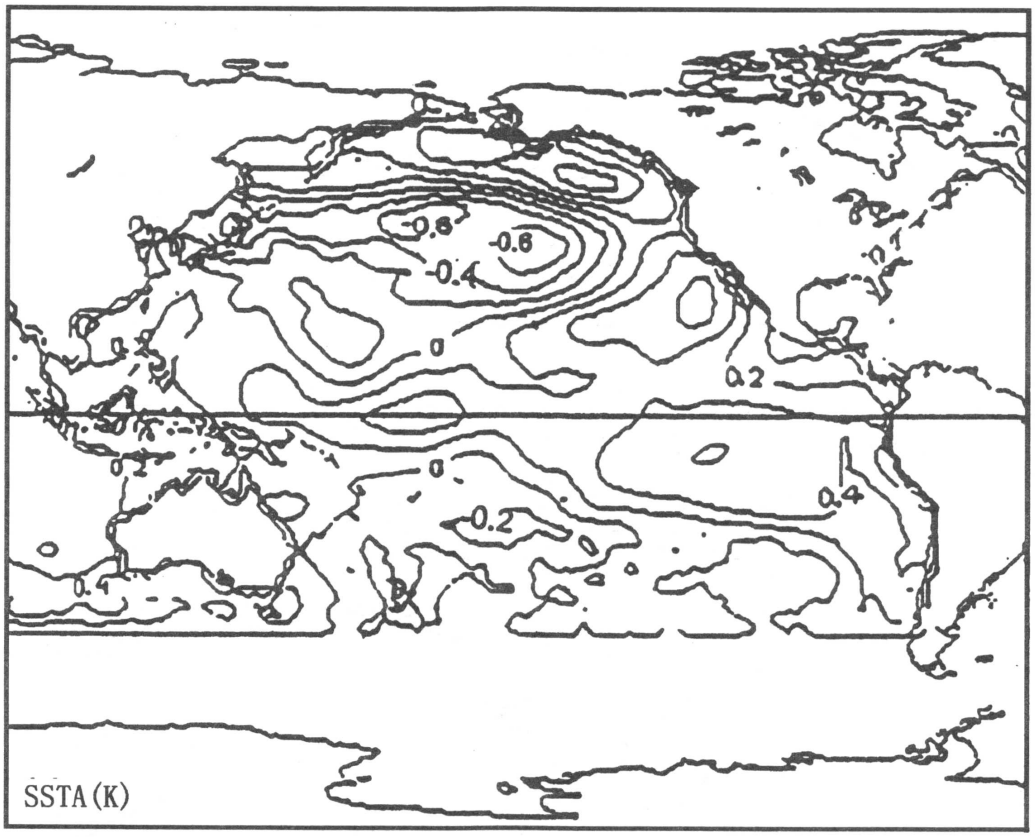


图 9.1　由 NCEP 月海温资料计算的 1978 ~ 1992 年与 1950 ~ 1977 年的平均海温差(℃)

在早期的海气相互作用观测研究中有三个方面的异常表现是值得注意的:一是赤道东太平洋的海温异常作为海洋异常的代表;二是南方涛动反映的行星尺度海平面气压异常作为大气异常的代表;三是太平洋信风异常或风应力异常作为海气耦合动力学上的表征而受到重视。图 9.4 所示为用 1980 ~ 1995 年全球海平面高度和太平洋海温计算的奇异值分解(SVD)异质相关第 1 模态分布。图 9.4(a)完全与南方涛动的气压场异常空间结构一致。图 9.4(a)所示为第 1 模态海温时间系数与第 1 模态海平面高度计算的相关系数,此图清楚地表现为:当赤道中东太平洋为 La Nina (El Nino) 海温位相时日界线以东太平洋为正(负)的高度(气压)距平,而西太平洋和印度洋为负(正)的高度距平。有趣的是第 1 模态高度空间场与第 1 模态海温异常序列的相关零线沿

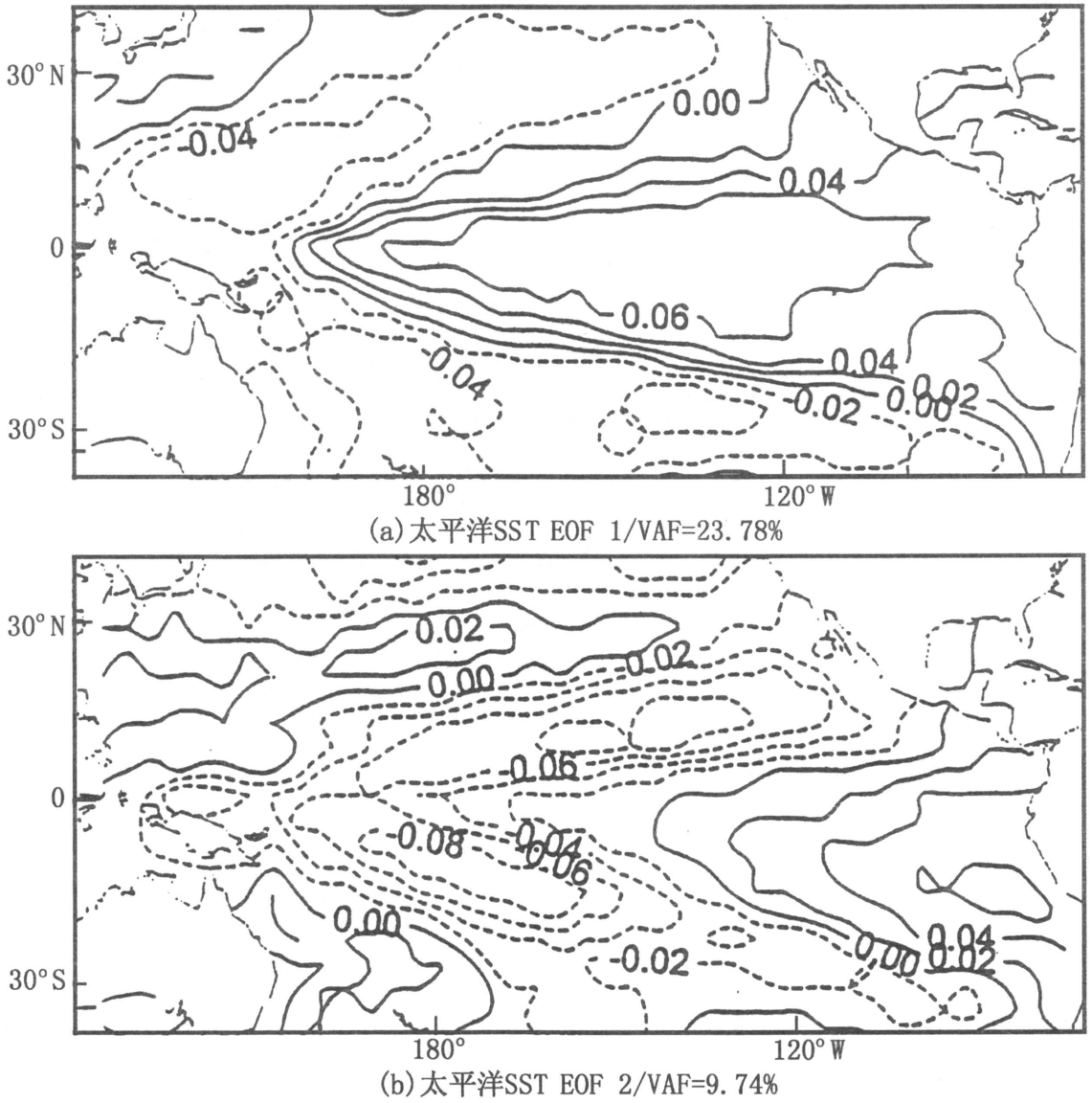


图 9.2 由 NCEP1980～1995 年月太平洋海温计算的 EOF 1 和 EOF 2

日界线和南北美洲地形分布。钱维宏和游性恬[11](1998)用大气环流模式模拟了异常海温强迫下的南方涛动。结果发现南方涛动的气压场结构与南北美洲地形有关。在同样的海温异常作用下,有山脉地形时模拟出了与图 9.4(a)相似的气压异常结构,两个异常气压变化中心分别位于东南太平洋和澳大利亚北部。图 9.4(b)所示为第 1 模态海平面高度时间系数与第 1 模态海温格点值计算的相关系数。当去掉山脉只有海陆分布时,气压距平值大大减小,南方涛动的正负距平中心与海温异常的分布中心重合。这一现象表明南北美洲的山脉地形对南方涛动的中心气压分布和山脉两侧气压差的维持起到了决定性的作用。

除了对上述 ENSO 循环的观测事实揭示外,过去 20 多年的研究已

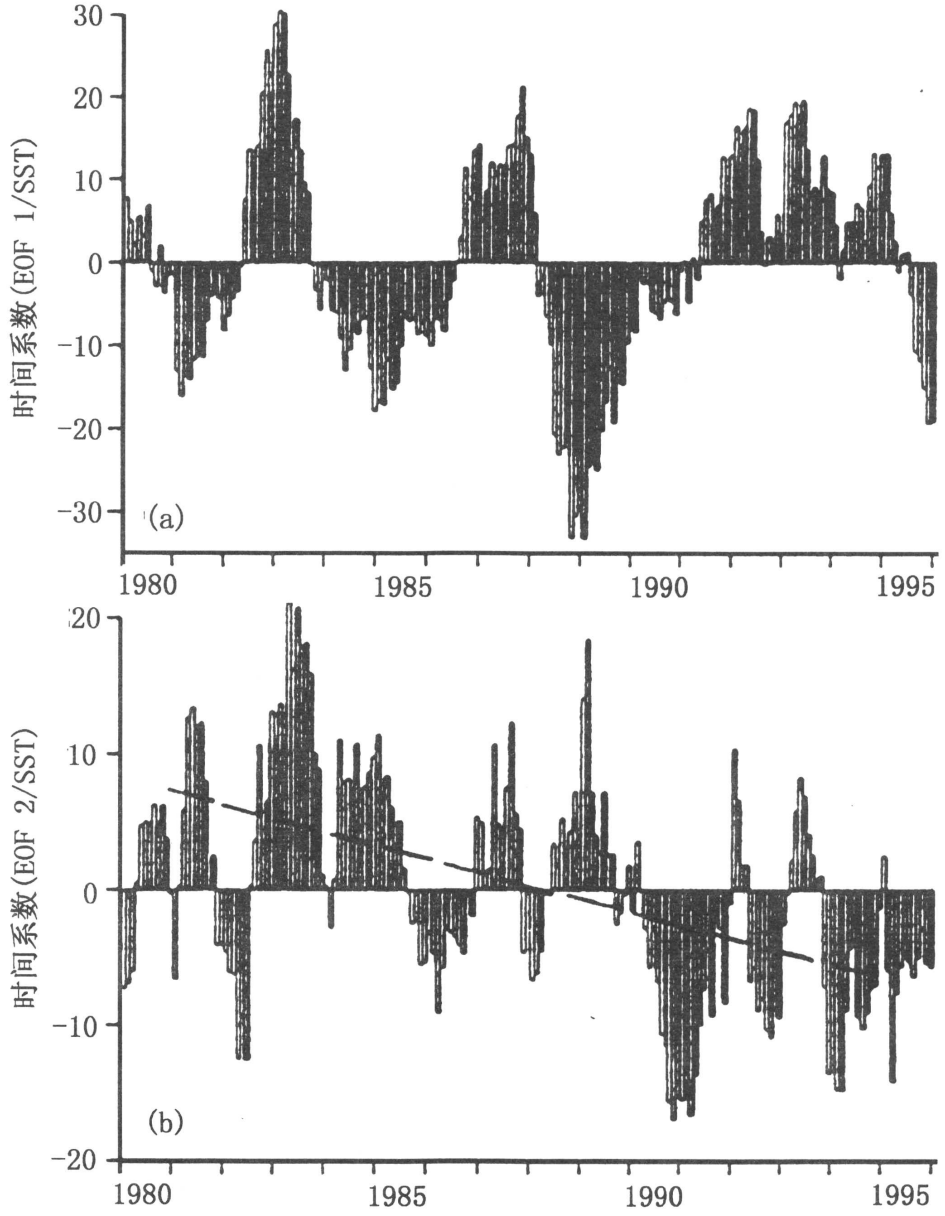


图 9.3 EOF 1 和 EOF 2 模态的时间系数

经从大气模式[12~15](Gill, 1980; Webster, 1981; Zebiak, 1982; Gill and Rasmusson, 1983)或海洋模式[16~17]发展形成了一套描述海-气耦合的模式族。这一套模式族由 4 类模式组成。它们可分类为简单模式,中间程度的耦合模式(ICM),动力海洋与统计大气的混合模式(HCM)和复杂的海气耦合模式(CGCM)。简单模式包括最简单的线性浅水模式[18~22]。近年来,中间程度的耦合模式研究的很多[23~33]。混合模式是由海洋 GCM 耦合一个简单的大气模式构成的[34~37]。复杂的 CGCM 在 1990 年代也得到了长足的发展并在业务预报中得到应用[38~40]。对 ENSO 理论研究来说,中间程度的耦合模式发挥了很大的作用。

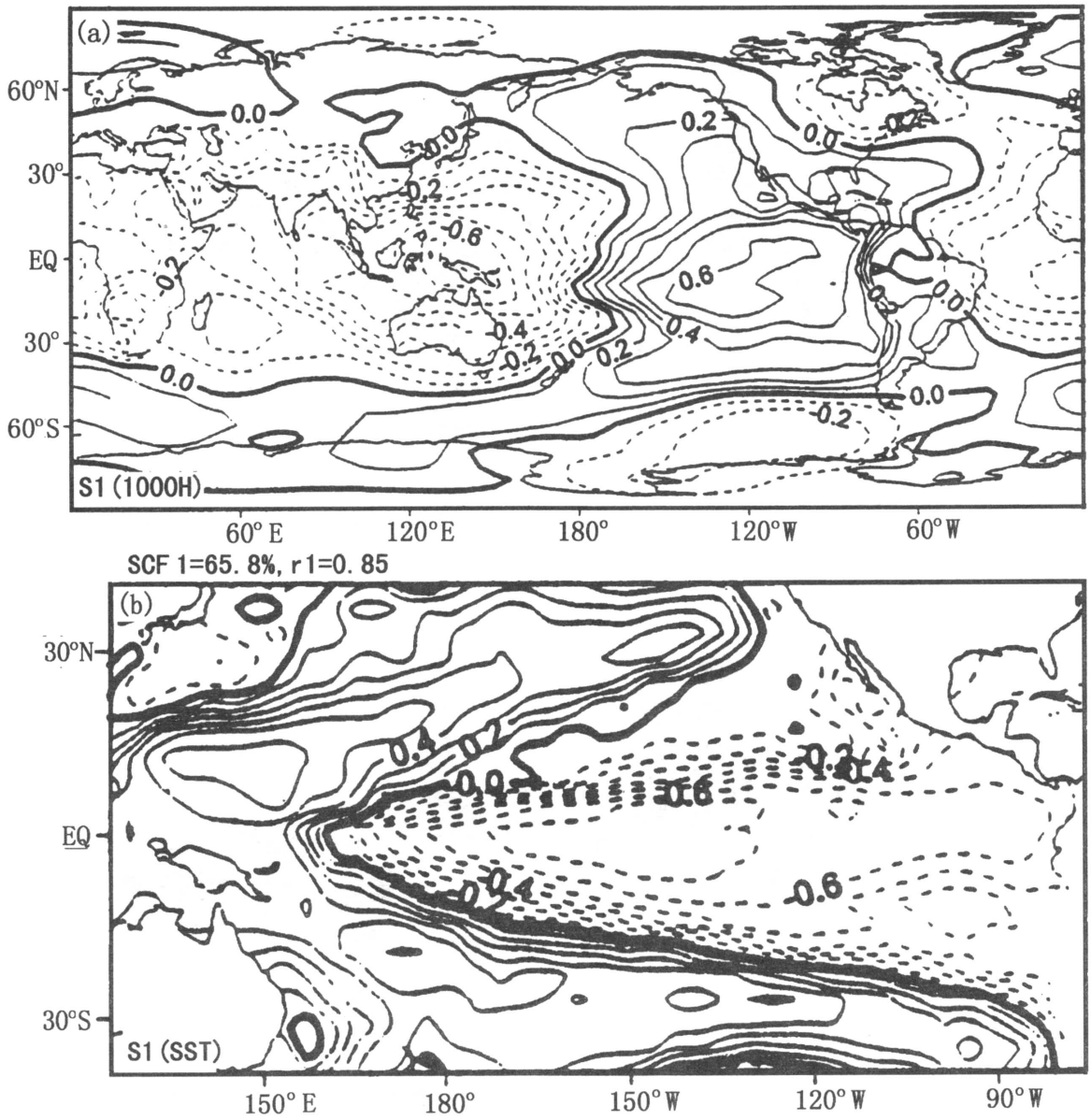


图 9.4 用 NCEP 月资料计算的 1980 ~ 1995 年全球海平面高度和太平洋海温奇异值分解(SVD)异质相关第 1 模态

Cane[41], Schopf 和 Cane[42]给出了一个修正的浅水海洋模式

$$\delta \frac{\partial u'_m}{\partial t} + \varepsilon_m u'_m - yc'_m + \frac{\partial h'}{\partial x} = \tau' \tag{9.1}$$

$$yu'_m + \frac{\partial h'}{\partial y} = 0 \tag{9.2}$$

$$\delta \frac{\partial h'}{\partial t} + \varepsilon_m h' + \frac{\partial u'_m}{\partial x} + \frac{\partial v'_m}{\partial y} = 0 \tag{9.3}$$

式中 (u'_m, v'_m) 为斜温层异常垂直平均环流；h' 为斜温层深度；δ 为 1 表示非定常，δ 为 0 为定常；ε_m 为阻尼系数；τ' 为纬向风异常应力。

$$\varepsilon_s u'_s - y v'_s = \delta_s \tau \tag{9.4}$$

$$\varepsilon_s v'_s - y u'_s = 0 \tag{9.5}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{H(w)w(T - T_{\text{sub}})}{H_{1.5}} + v\frac{\partial T}{\partial y} + \varepsilon_T(T - T_0) = 0 \tag{9.6}$$

式中 (u'_s, v'_s) 为垂直切变流；ε_s 为阻尼系数。在(9.6)式的海面温度方程中，基本流(u, v)定义在表层，T 是海面温度，T_{sub} 为次表层海温，T 为平衡海温，当 $w > 0$ 时 $H(w) > 0$。有关符号的详细意义可见 Cane[49]，Schopf 和 Cane[42]，Zebiak 和 Cane[26]等的工作。

可与上述距平海洋模式耦合的是所谓的 Gill[12]大气模

$$\varepsilon u - \beta_0 y v = -\frac{\partial P}{\partial x} \tag{9.7}$$

$$\varepsilon v + \beta_0 y v = -\frac{\partial P}{\partial y} \tag{9.8}$$

$$\varepsilon P + C_a^2\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = -Q \tag{9.9}$$

式中 $P = \frac{p}{p_0}$ 为气压；$Q = Q_s + Q_l$ 为感热和潜热；u, v 为风分量；ε 为阻尼系数。

在这样一个海-气耦合系统中，大气对海洋的作用是风应力，海洋对大气的作用是各种加热。大气和海洋的运动方程都是线性的，只有海温方程是非线性的。大气方程为定常说明了海洋提供系统的记忆。海洋模式可以描述海洋中存在的 Kelvin 波和 Rossby 波。如果海洋有边界，这一模式也可以描述波在边界处的反射。这一耦合系统在 ENSO 循环理论的研究中有着广泛的应用。

§9.2　三个振子理论

ENSO 循环包含赤道东太平洋海温异常正海温距平与负海温距平的交替。研究这一循环的机制问题可以称为 ENSO 循环理论。ENSO 循环理论是预测 ENSO 事件的基础。已经提出的 ENSO 循环理论包括：Delayed Oscillator (DO)，Recharge Oscillator (RO)，Western Pacific Oscillator (WPO)等。以下简单地描述这三个理论。

9.2.1 DO 理论

Battisti[27]阐述了 ENSO 循环的 Delayed Oscillator (DO)理论,使用的动力学模式类似 Zebiak 和 Cane[26](ZC)框架。

①正反馈:对热带海气耦合的不稳定增长,过程为一个在赤道东太平洋的正海温距平产生赤道中太平洋的西风异常。反过来,这个西风异常产生下翻 Kelvin 波,使东部斜温层加深,最后导致东部海温出现最大正距平。

②负反馈:在上述不稳定增长过程中,西风异常也产生赤道诱生的 Rossby 波,此波在近赤道外向西传播。当遇到西边界后成为沿赤道上翻的 Kelvin 波。这个冷性 Kelvin 波到达赤道中太平洋减小对大气的热通量,迅速使耦合系统进入冷的状态。

Schopf 和 Suarez (SS)[29]用更加复杂的耦合热带海气系统数值模式,对 ENSO 的描述也类似 Battisti[27]的工作。

Battisti 和 Hirst (BH)[28]的工作是在 ZC (1987), SS (1988) 和 B (1988)的基础上考察东部洋盆的局地不稳定性作用使西边界对信号反射,从而建立了一个线性相似模式。

有三个变量(见图 9.5):海温异常 T,西风应力 τ^x 和斜温层深度 h,其中 T 和 τ^x 同步,h 比 T 和 τ^x 超前一些。注意到日界线以西很小的 T 信号和风切应力异常。假定有两个盒子,过程为 $T\uparrow$(上升)→ $\tau^x\uparrow$(增强)→Rossby 波(R 波)西传→西边界反射→冷 Kelvin 波(K 波)东传,$T\downarrow$(下降)。波反射中的时滞时间依赖于波转换时间即 R→K 波。

$$\begin{aligned} h &= h_{re-K} + h_l \\ h_{re-K} &= -a_w < \tau^x(t-\tau) > \\ h_l &= a_l < \tau_x \end{aligned} \tag{9.10}$$

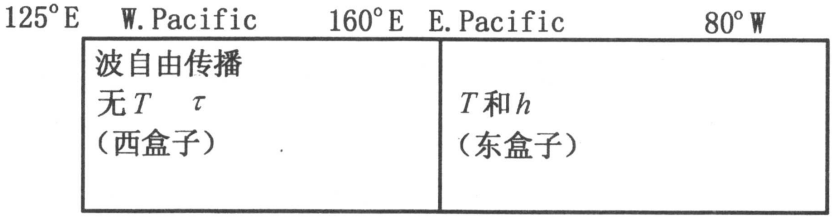


图 9.5 沿赤道太平洋的两个区域(盒子)

(9.10)式中,下标 $re-K$ 和 l 分别表示反射的 K 波和局地波斜温层厚度。从一个类似(9.6) 式的海温预报方程

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\bar{u}\cdot\nabla T - \bar{u}\cdot\nabla\bar{T} - \delta\Delta(\bar{w})\frac{\partial T}{\partial z} - \delta H(\bar{w})w\frac{\partial\bar{T}}{\partial z} - \alpha_s\bar{T} \tag{9.11}$$

出发,在东盒子中,有下列关系

$$\begin{aligned} &<\tau^x> = \beta(T) \\ &w = -\gamma <\tau^x> \\ &<u> = \frac{<\tau^x>}{\rho_0 H_0 \gamma_s} \end{aligned} \tag{9.12}$$

最后导出

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -bT(t-\tau) + ct^3 \tag{9.13}$$

的时滞振子方程。τ 为时滞时间,b 和 c 为环境参数(表征太平洋海气基本态)。b 描述了 K 波从西盒子向东盒子的传播,c 为东盒子中的局地变化。整个过程为波产生于东盒子,通过西边界又反射回东盒子。振荡机制包含在线性理论中,非线性的主要作用是限制振荡的增长。

问题是西边界的非规则性和 R 波在中东太平洋产生后是否真正存活地到达西边界。

9.2.2　RO 理论

①概论: Recharge Oscillation (RO)理论由 Jin[43]提出。RO 理论的核心是西太平洋暖池(western Pacific warm pool)的强度变化与信风的关系。

在信风增强的时候: 充电(recharge)

在信风减弱的时候: 放电(discharge)

也就是信风强弱与 h (斜温层厚度)的关系。

②描述:大气对中东部正海温异常相应是其西侧产生西风异常,东侧出现东风异常。

③(a)东太平洋正 SSTA 引起西风 τ,东部 $h>0$;西部 $h<0$。由于信风减弱(西风增强),所以出现放电,使得洋盆 h 下降;

(b) 洋盆 h 下降 $[h] < 0$,而此时无 τ^x,即 $\tau^x = 0$。气候学上上翻,同时 $h < 0$,有充电;

(c) 上翻的结果使东部负 SSTA,引起西侧东风,信风增强,于是西部 h 上升;

(d) 充电的结果使 SSTA $\rightarrow 0$,而 $[h] > 0$。此时又由于没有信风异常(即 $[h]$ 与 τ^x 不平衡)而产生了放电;

(e) 东部 $h > 0$ 又可导致 SSTA > 0,下一次增温。

9.2.3 WPO 理论

Wang Chunzai 和 Weisberg[44](1998)提出了西太平洋振子(WPO)理论。WPO 理论注重分析下列区域:Nino 3(150 ~ 90°W,5°S ~ 5°N),Nino 4(160°E ~ 150°W,5°S ~ 5°N),Nino 5(120 ~ 140°E,5°S ~ 5°N)和 Nino 6(140 ~ 160°E,8°N ~ 16°N)区。

负反馈过程可以描述为:

①Nino 4 对流凝结加热导致气旋对,Nino 3 区斜温层 $h_3 > 0$ 而海温距平 $T_3 < 0$,正反馈;

②赤道外东风发展,Ekman 上翻,Nino 6 区斜温层 $h_6 < 0$,海温距平 $T_6 < 0$,海面气压距平 $P_6 > 0$;

③ $P_6 > 0$ 引起 Nino 5 区 $u_5 < 0$,赤道东风引起上翻,冷却,向东作为一个强迫的海洋相应,提供一个负反馈。

§9.3 最新观测事实

随着器测大气和海洋资料,特别是上层大气和深层海洋资料的积累与同化,新的与 ENSO 循环有关的观测事实被揭示出来了。以下给出一些最新的观测事实。

9.3.1 太平洋斜温层厚度年际变化

前面已经阐述过赤道太平洋存在沿赤道东传的 K 波和赤道外西传的 R 波。Kang 和 An[45]通过简单的理论模式研究了赤道 K 波和 R 波的传播以及洋盆东西部斜温层厚度的位相变化关系。这一关系进一

步用观测资料得到了验证[46]。图 9.6 给出的是 An 和 Kang[46]计算得到的 NINO 3 区 SSTA 与赤道太平洋海温异常的滞后 12 个月、6 个月、0 个月和超前 6 个月、12 个月的相关(左边图)以及滞后、超前与斜温层深度的关系(右边图)。左边的关系大致反映了赤道东太平洋海温异常的变化过程。右边的图可以反映斜温层厚度随时间的变化。右图中负、正中心用“C”和“c”作了标志。太平洋赤道斜温层厚度存在着年际变化。有一对距平厚度中心沿赤道内外运动。如北半球的正或负中心

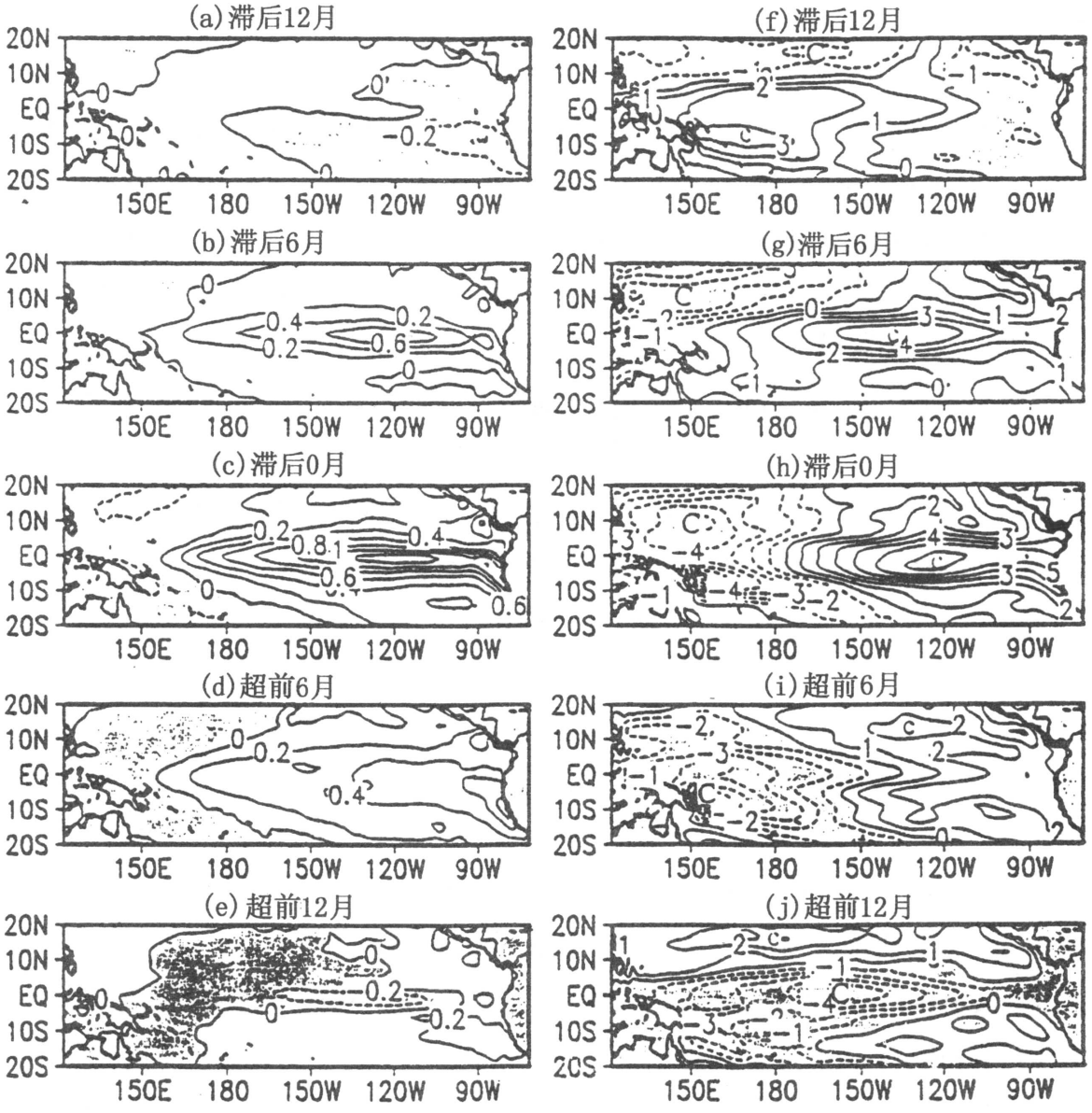


图 9.6　NINO 3 区 SSTA 与赤道太平洋海温异常的滞后 12 个月、6 个月、0 个月和超前 6 个月、12 个月的相关(左边图)以及滞后、超前与斜温层深度的相关(右边图)

从赤道西太平洋出发,沿赤道向东传播,达到赤道东部后沿东边界分成两个中心向赤道外移动,到达赤道外向西移动,到达西边界后再向赤道移动。当一个正中心在赤道东部的时候,负中心在洋盆的西部。它们这一对构成相对移动,永远也不可能相遇或重合。问题是什么使两个半球的一对正或负中心在赤道西太平洋相遇。波的反射理论可以解释波在东边界的过程,但在西边界赤道南北地形是不对称的。这里没有大尺度大气风场的调节是不可能实现的。

9.3.2 太平洋不同区域对流层西风异常

在早期的研究中,人们注重海面风场或低对流层风场对海洋的作用。Rasmusson 和 Carpenter[3], Hickey[47], Barnett[48~49]等都分析过海面风场对赤道东太平洋海温异常的直接影响。与此不同,Phillip[50]曾分析了上对流层 200hPa 风异常与 ENSO 事件的关系。这些分析主要揭示出西风异常位相会比 ENSO 事件早 1~3 个月。

对局地来说,对流层大气可以划分为若干层。而对太平洋洋盆来说,对流层大气可视为一薄层。洋盆尺度的海温异常会很快反映到对流层整层大气中来。于是,我们用 NCEP 再分析风资料对西风作对流层(1000~100hPa)整层积分得到纬带西风距平(ZWA)

$$\mathrm{ZWA} = \frac{1}{\Delta\varphi \cdot \Delta p}\int_p\int_\varphi [u]\mathrm{d}\varphi\mathrm{d}p \tag{9.14}$$

这里,$[u]$ 是区域纬带西风平均距平,$\Delta\varphi = 5$,p 积分从 100~1000hPa,$\Delta p = 900$hPa。ZWA 时间序列是相对 1959~1998 年的气候平均[51]。

图 9.7 是 NINO 3 区 SSTA 序列和赤道西太平洋(120~130°E)ZWA 序列。所有 ZWA 序列都作了 5 个月的滑动平均。从图 9.7 中看出,ZWA 的位相超前 SSTA 的位相几个月。对 1997~1998 年的世纪强 ENSO 事件,ZWA 的位相也超前 SSTA。在 1975 年前后可以看出 ZWA 和 SSTA 都存在明显的年代际转换。图 9.8 是 NINO 3 区 SSTA 序列和赤道中太平洋(170°E~170°W)ZWA 序列。在中太平洋 ZWA 和 SSTA 之间没有显著的统计相关。图 9.9 是 NINO 3 区 SSTA 序列和赤道东太平洋(125~115°W)ZWA 序列。可见,东太平洋 SSTA 的位相超前

ZWA 的位相。

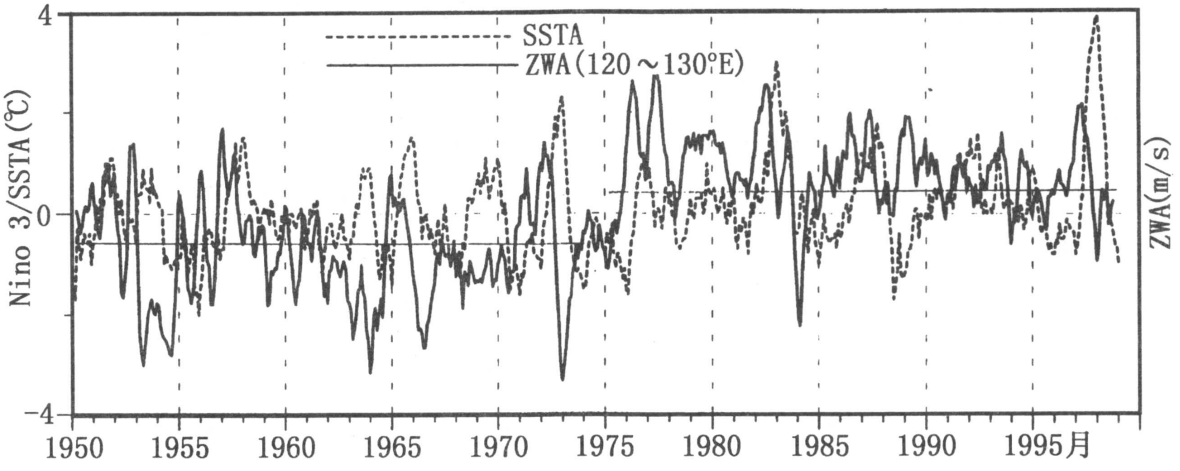


图 9.7　NINO 3 区 SSTA 序列和赤道西太平洋(2.5°N～2.5°S,120～130°E)ZWA 序列

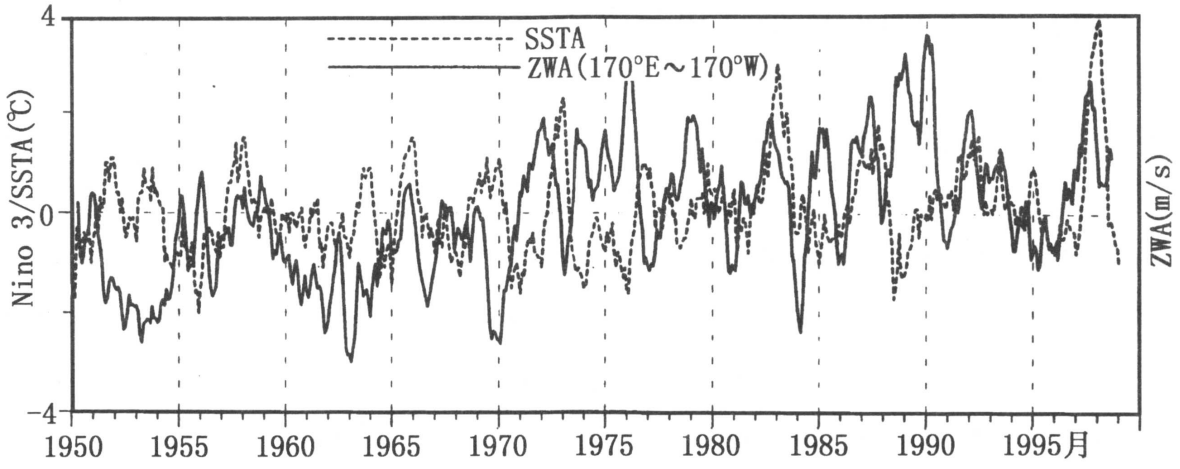


图 9.8　NINO 3 区 SSTA 序列和赤道中太平洋(2.5°N～2.5°S,170°E～170°W)ZWA 序列

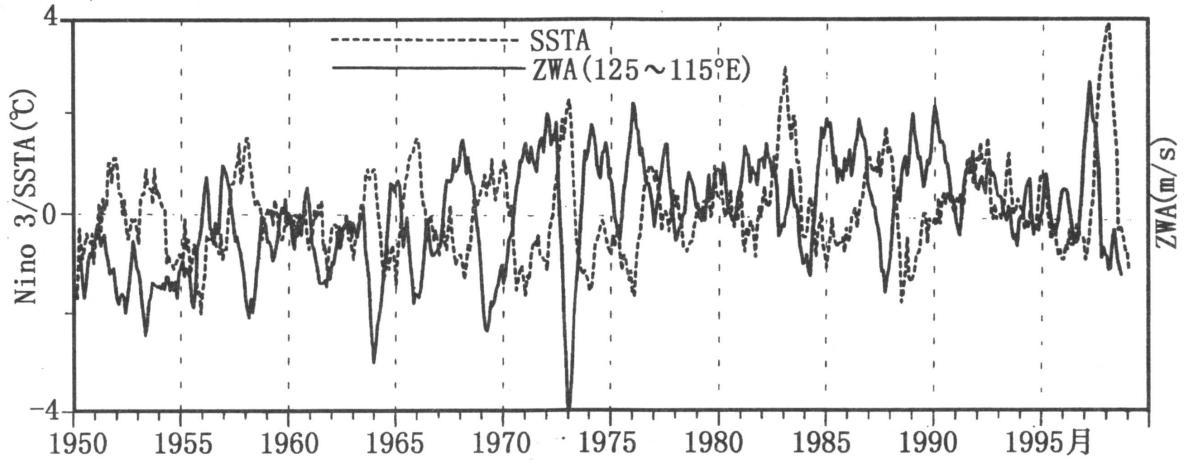


图 9.9　NINO 3 区 SSTA 序列和赤道东太平洋(2.5°N～2.5°S,125～115°W)ZWA 序列

为了具体地认识ZWA和SSTA之间的关系,子波变换方法[52](Lau和Weng,1995)被应用来检测它们之间的关系。图9.10给出了赤道西太平洋ZWA与NINO 3区SSTA在30~110个月时间尺度上超前24个月和滞后24个月的相关以及70个月和110个月时间尺度上的序列分量。从图9.10(a)看出,ZWA与SSTA不存在同期的相关。但在70~80个月时间尺度上,ZWA的位相超前SSTA大约9~12个月,即赤道西太平洋的整层西风异常超前ENSO事件接近1年。图9.10(b)给出了ZWA和SSTA在70个月时间尺度上的分量序列。可以明显地看出ZWA的位相几乎对所有主要的ENSO过程都超前SSTA的位相。在年代际时间尺度上,ZWA的位相也表现为超前SSTA。

图9.11给出了赤道东太平洋ZWA与NINO 3区SSTA在30~110月时间尺度上超前24个月和滞后24个月的相关以及70个月和80个月时间尺度上的序列分量。从图9.11(a)看出,在70~80个月时间尺度上,ZWA的位相滞后SSTA大约6~8个月,即先有ENSO事件,后出现赤道东太平洋的整层东风异常。此外,有信息表明赤道东太平洋的西风ZWA位相超前SSTA大约18个月。它们这种关系的相关系数在年际时间尺度上都达到0.8。图9.11(b)和(c)分别给出了ZWA和SSTA在70个月和80个月时间尺度上的分量序列。可以清楚地看出ZWA的位相超前ENSO事件1年多或ZWA的位相滞后SSTA几个月。从图9.11(b)和(c)还可以看出海洋和大气之间存在10年际的耦合期和间歇期。50年代、60年代后期,至70年代前期,以及80年代是海-气耦合活跃期。60年代前期,70年代后期和90年代前期是一些间歇期。每个活跃期期间有3~4个主要的ENSO循环。1995年开始海气系统可能又进入到了一个新的活跃期。在这个活跃期中,预计第2个ENSO事件会出现在2001~2002年[51]。

上述图示表现出,赤道西太平洋的西风异常是SST上升的强迫源,中东太平洋SST上升后引起太平洋东部地区的东风发展。后者的东风是ENSO循环在局地空间尺度上的一种负反馈。

9.3.3 全球纬圈对流层西风异常

图9.12和图9.13分别给出了沿赤道纬圈(2.5°N~2.5°S,0~360°)

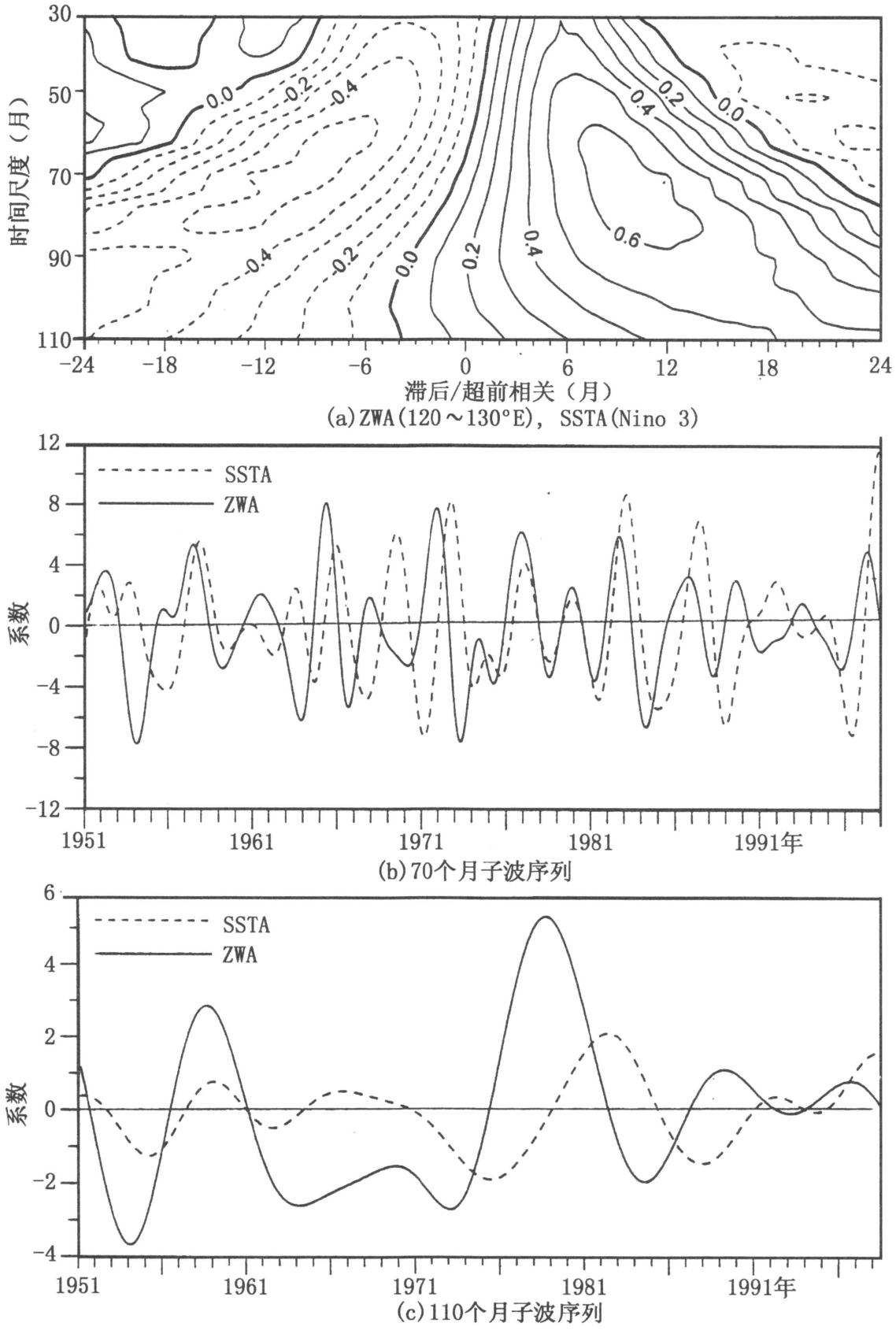


图 9.10 赤道西太平洋 ZWA 与 NINO 3 区 SSTA 在 30～110 月时间尺度上超前和滞后 24 个月的相关以及 70 个月和 110 个月时间尺度上的序列分量

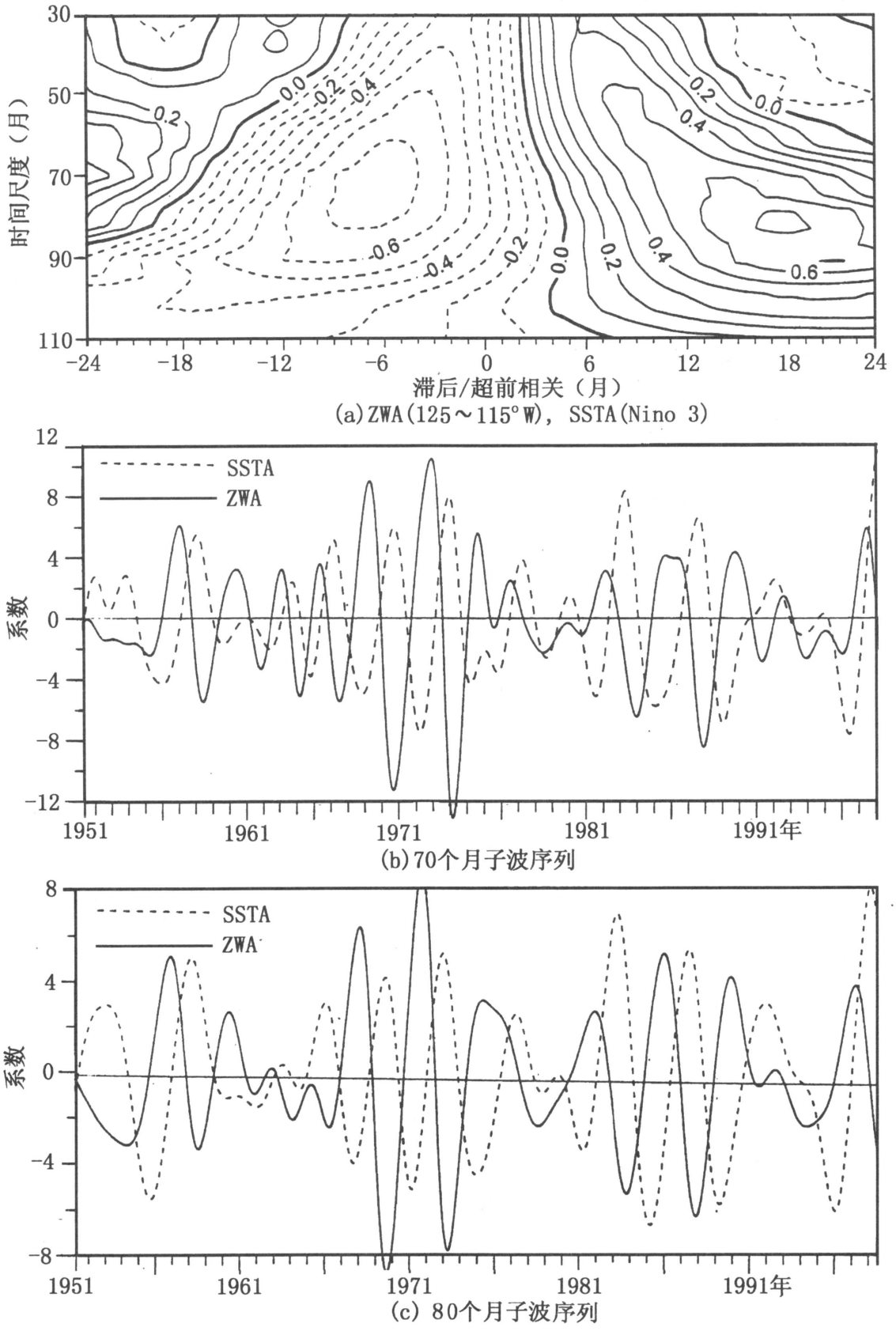


图 9.11　赤道东太平洋 ZWA 与 NINO 3 区 SSTA 在 30～110 月时间尺度上超前和滞后 24 个月的相关以及 70 个月和 80 个月时间尺度上的序列分量

和赤道太平洋洋盆区域（2.5°N ~ 2.5°S，120°E ~ 80°W）的 ZWA 和 NINO 3 区 SSTA 序列。两图中的 ZWA 序列位相都超前 SSTA 的位相。

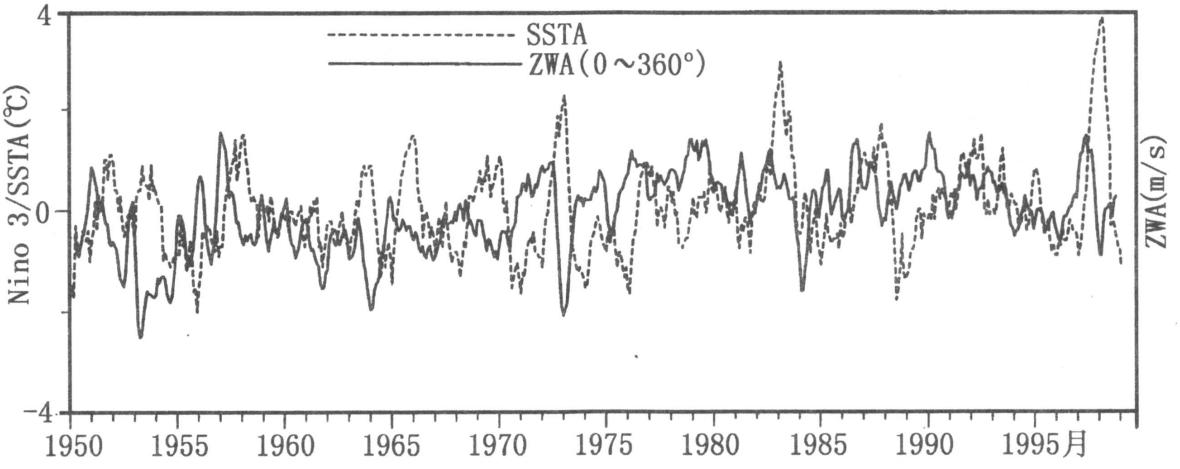


图 9.12　沿赤道纬圈(2.5°N ~ 2.5°S，0 ~ 360°)和 NINO 3 区 SSTA 序列

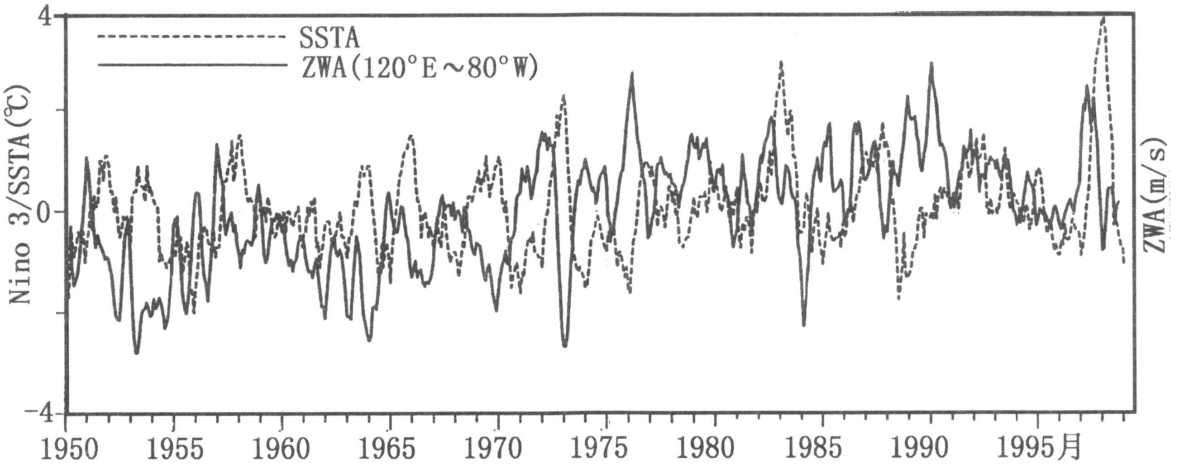


图 9.13　赤道太平洋洋盆区域(2.5°N ~ 2.5°S，120°E ~ 80°W)的 ZWA 和 NINO 3区 SSTA 序列

图 9.14 和图 9.15 分别给出了沿北半球和南半球副热带太平洋区域的 ZWA 和 NINO 3 区 SSTA 序列。两图中的 ZWA 序列位相与 SSTA 的位相基本相同。

为了从统计上分析它们之间的关系，图 9.16 给出了赤道纬圈 ZWA 和赤道太平洋 ZWA 与 SSTA 在不同时间尺度上的超前和滞后相关。图 9.16(a)和(b)清楚地表明，ZWA 与 SSTA 之间不存在同时的统计相关。但在 ZWA 超前 SSTA8 ~ 9 个月的时候，在 70 个月时间尺度上它们之间的相关系数达到 0.6 以上。注意图 9.18(a)和(b)是北太平洋和南太平洋 ZWA 与 SSTA 之间的子波变换统计关系。北太平洋

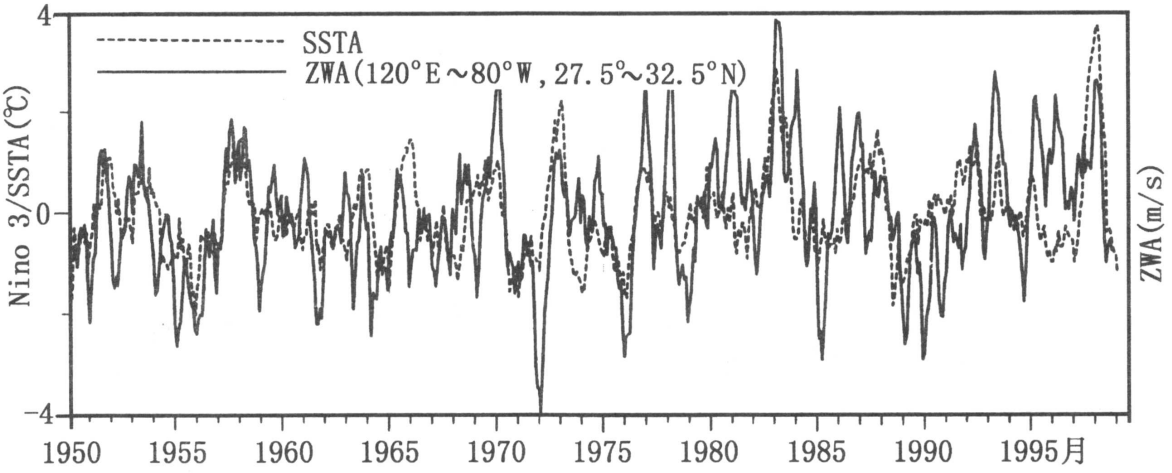


图 9.14　沿北半球副热带太平洋(27.5～32.5°N,120°E～80°W)区域的 ZWA 和 NINO 3 区 SSTA 序列

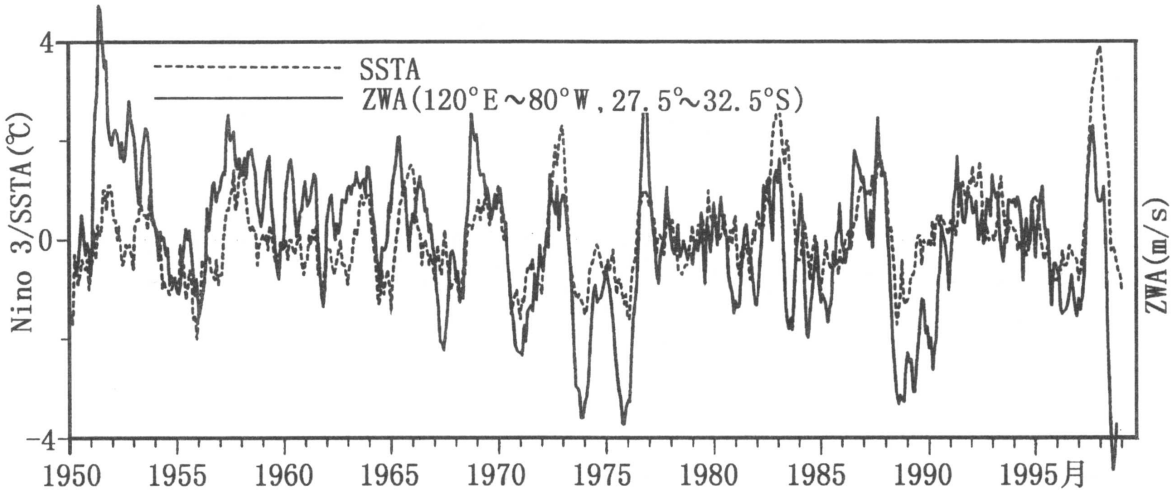


图 9.15　沿南半球副热带太平洋(27.5～32.5°S,120°E～80°W)区域的 ZWA 和 NINO 3 区 SSTA 序列

ZWA 与 SSTA 之间有同期相关,但相关中心表现出 ZWA 滞后 SSTA 大约 4 个月。南太平洋表现为 ZWA 与 SSTA 同时相关,在 70 个月时间尺度上相关系数达到 0.8。

图 9.17 分别给出的是赤道太平洋 ZWA,北太平洋副热带 ZWA 和南太平洋副热带 ZWA 与 NINO 3 区 SSTA 在 70 个月时间尺度上的分量序列。可以明显地看出,赤道太平洋的 ZWA 位相超前 SSTA 的位相。大致反映出,ZWA 从正距平转负距平的时候,ENSO 事件发生。反之,反 ENSO 事件发生。在北太平洋副热带,ZWA 与 SSTA 基本同位相,但有几个 ENSO 事件 SSTA 略超前 ZWA。在南太平洋副热带,ZWA 与 SSTA 的位相基本相同。

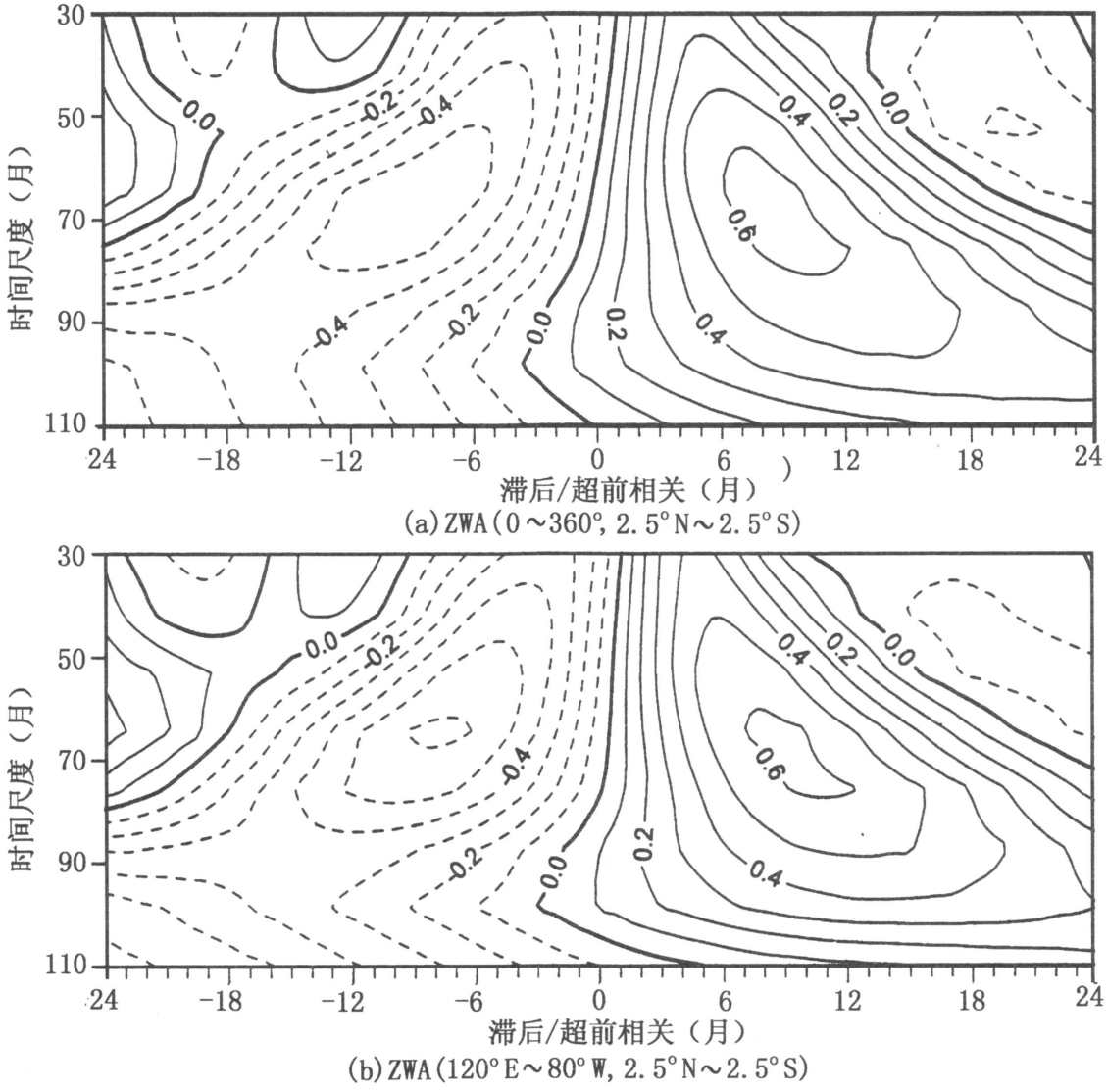


图 9.16 赤道纬圈 ZWA(a)和赤道太平洋 ZWA(b)与 SSTA 在不同时间尺度上的超前和滞后相关

上述图示给出了两个含义：一是太平洋对流层西风异常与全球对流层西风异常是基本一致的，意味着太平洋的海气相互作用基本上反映了全球海气之间的耦合，或全球海气耦合主要反映在太平洋地区；二是行星尺度的赤道西风异常是导致 ENSO 事件发生的主要原因之一。一个行星尺度的海气耦合可以描述为：赤道西风 ZWA 导致赤道东太平洋 SST 上升，SST 上升通过 Hadley 环流加快使副热带高压加强和副热带西风发展，赤道－副热带之间信风增强（东风发展），东风异常是行星尺度 ENSO 循环的一个负反馈。其结果赤道 SST 下降，Hadley 环流减弱，副热带西风减弱，信风减弱（即赤道西风增强），于是构成下一次 ENSO 事件的循环。

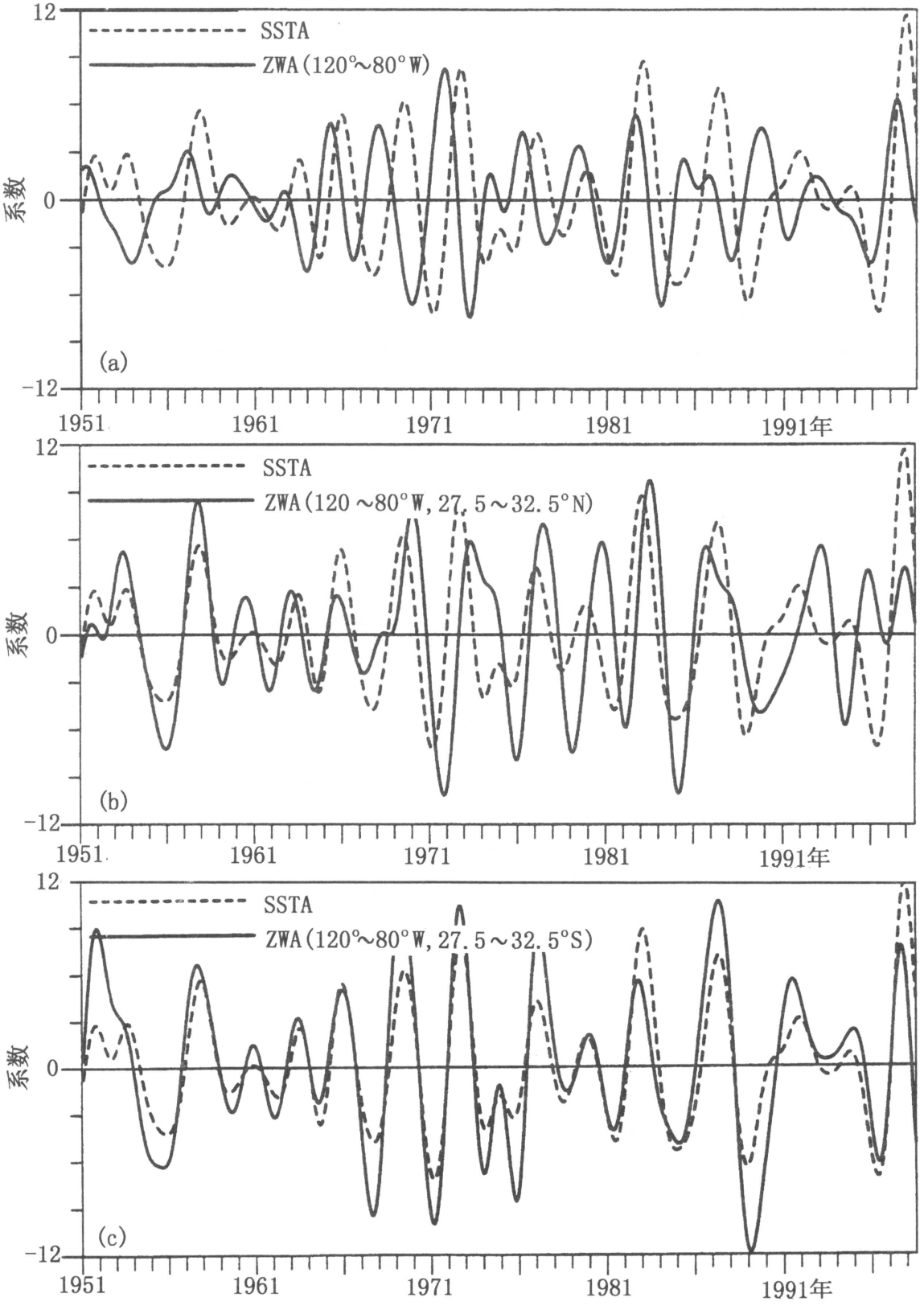


图 9.17 赤道太平洋 ZWA(a),北太平洋副热带 ZWA(b)和南太平洋副热带 ZWA(c)与 Nino 3 区 SSTA 在 70 个月时间尺度上的分量序列

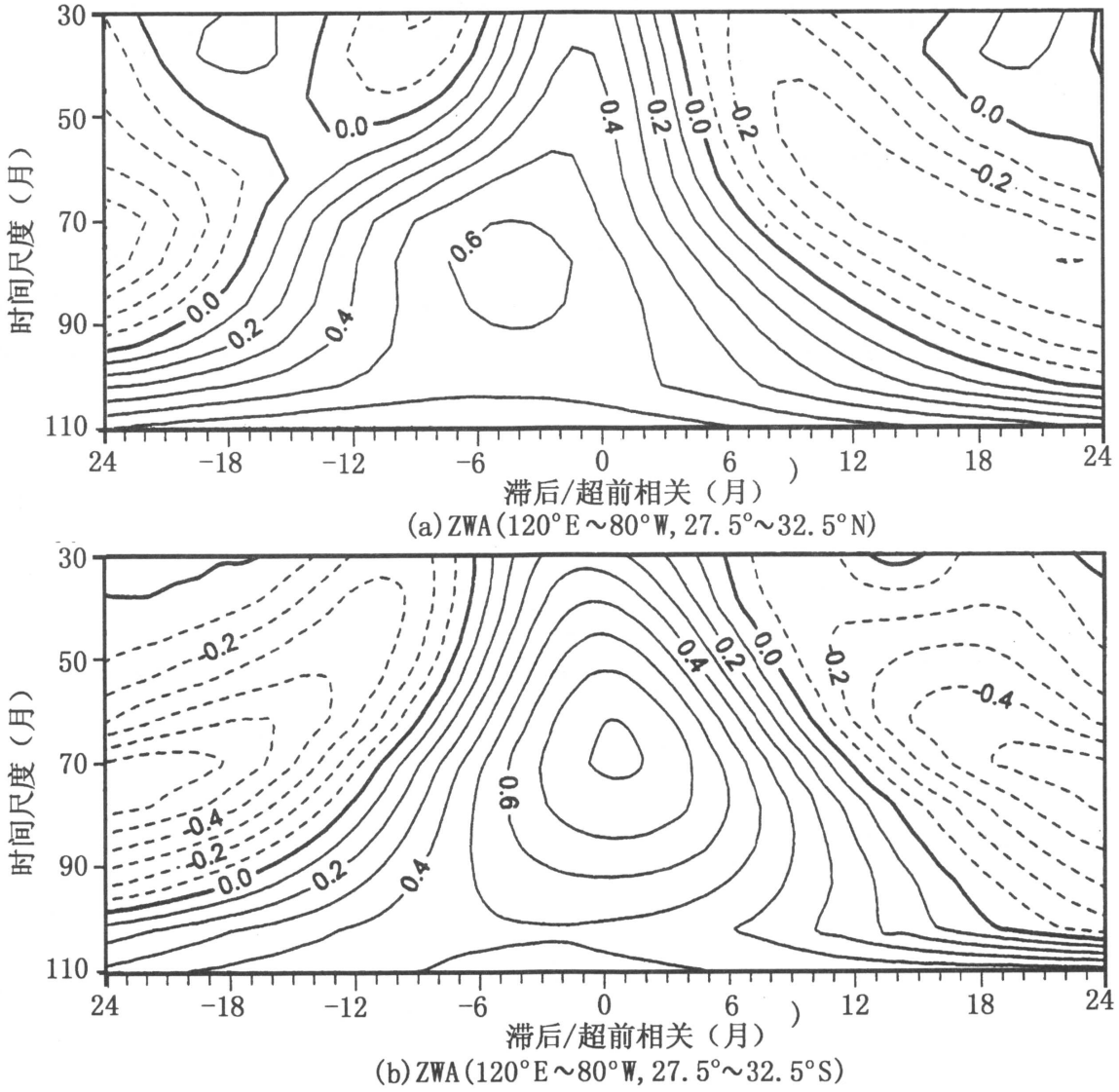


图 9.18　北半球副热带太平洋 ZWA(a)和南半球副热带 ZWA(b)与 SSTA 在不同时间尺度上的超前和滞后相关

§9.4　多时空尺度海气相互作用

从上面的分析可以看出，ENSO 循环包含了多时空尺度的海气相互作用。钱维宏和王绍武[53]提出了无大陆时的全球海气相互作用，经向大陆时的全球海气相互作用和局地海气相互作用等 3 个时空尺度。除此之外，当经向大陆上存在南北美洲大陆带时，山脉力矩交换角动量也可同时形成地球自转速度减慢和纬带西风增强。山脉力矩是 ENSO 循环的又一正反馈[54](钱维宏和丑纪范，1996)。以下通过简单的动力

学分析和简单的模式计算说明上述局地海气相互作用和行星尺度海气相互作用。

9.4.1 局地海气相互作用

Zebiak 和 Cane[26](1987) 的简单海气耦合动力学模式预报了 1986 ~ 1987 和 1991 ~ 1992 年的 ENSO 事件,但没有解释其负反馈机制。ZC 模式的大气部分如(9.7) ~ (9.9)式。大气模式的涡度和散度方程为

$$\zeta = \frac{\beta_0 y}{\varepsilon C_a^2} Q \tag{9.15}$$

$$D = \frac{\beta_0 y}{\varepsilon}\zeta - \frac{\beta_0}{\varepsilon}u \tag{9.16}$$

这两个方程描述了一个正反馈过程:在加热异常的赤道两侧形成正涡度对(涡旋对),赤道上西风发展,于是原加热中心的东部辐合又有利于海洋对大气的加热。

对(9.7) ~ (9.9)式作纬向平均

$$\varepsilon \bar{U} - \beta_0 y \bar{V} = 0 \tag{9.17}$$

$$\varepsilon \bar{V} + \beta_0 y \bar{U} = -\frac{\partial \bar{P}}{\partial y} \tag{9.18}$$

$$\varepsilon \bar{P} + C_{2_a} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} = -\bar{Q} \tag{9.19}$$

最后得到

$$\bar{U} = \frac{\beta_0 y}{\varepsilon[\varepsilon^2 + (\beta_0 y)^2]} \cdot \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} \tag{9.20}$$

当赤道东太平洋海温达到最高时,赤道外有 $y \cdot \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y}$。于是上式中东风发展。东风异常构成了 ENSO 循环的一个负反馈。

这一简单的 Gill[12]模式恰到好处地描述了赤道西部西风异常后 SST 上升,再后东部东风发展的过程。但上述简单模式描述的是局地海气相互作用。

9.4.2 行星尺度海气耦合

为了说明行星尺度的海气相互作用,我们从下列线性化的大气运

动方程出发

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x} + 2\Omega\sin\varphi \cdot \tilde{v} + \tilde{F}_x \tag{9.21}$$

$$\frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tilde{p}}{\partial y} + 2\Omega\sin\varphi \cdot \tilde{u} + \tilde{F}_y \tag{9.22}$$

这里，任一变量 $\tilde{A}$ 记为对流层的平均距平量。在年际时间尺度内，考虑海温异常对风场的影响，摩擦力简单地取为[43] $\tilde{F} = -b\tilde{T}$，经向摩擦力设置为 $\tilde{F}_y = -K\tilde{v}$，则上述方程成为

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \tilde{u}}{\partial t} = -\bar{T}\cos\varphi \\ \tilde{v} = -\tilde{u}\sin\varphi \end{cases} \tag{9.23}$$

上式摩擦系数 $K = 2\Omega$；$\bar{T}$ 是纬带海温距平的平均，耦合系数 $b = \cos\varphi$。上式近似地描述了海温异常与 Hadley 环流异常的关系。海洋模式取 Cane[41]的形式。

图 9.19 给出了上述模式模拟的赤道西风距平与赤道东太平洋和西北太平洋海温异常的变化位相关系。前 6 个月模式给定西风外强迫。6 个月后取消外强迫。6 个月后描述的是模式内在的自持振荡。从图 9.19 可以看出，赤道东太平洋的 SSTA 位相与西北太平洋的几乎相反，而赤道东太平洋的 SSTA 位相与 ZWA 的关系与资料分析的结果完全一致。图 9.20 是这一模式模拟 ENSO 循环中的两个极端位相。

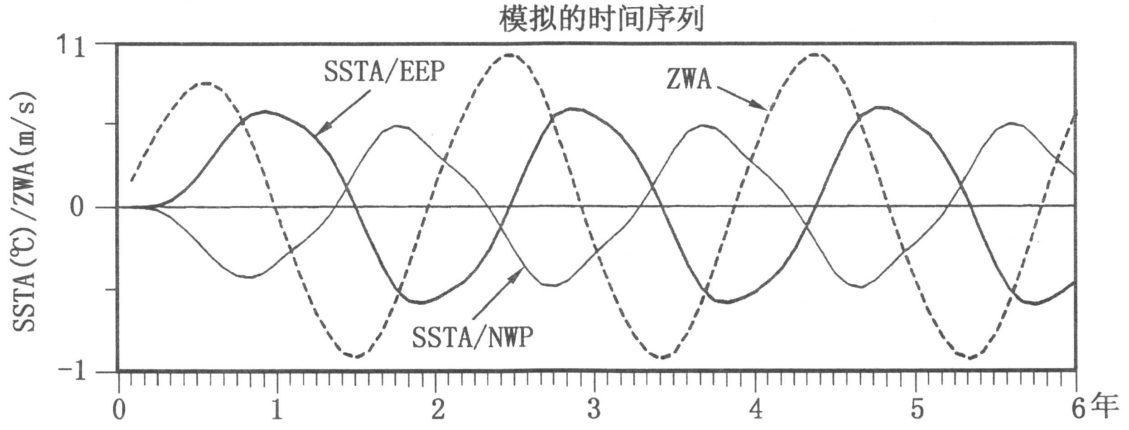
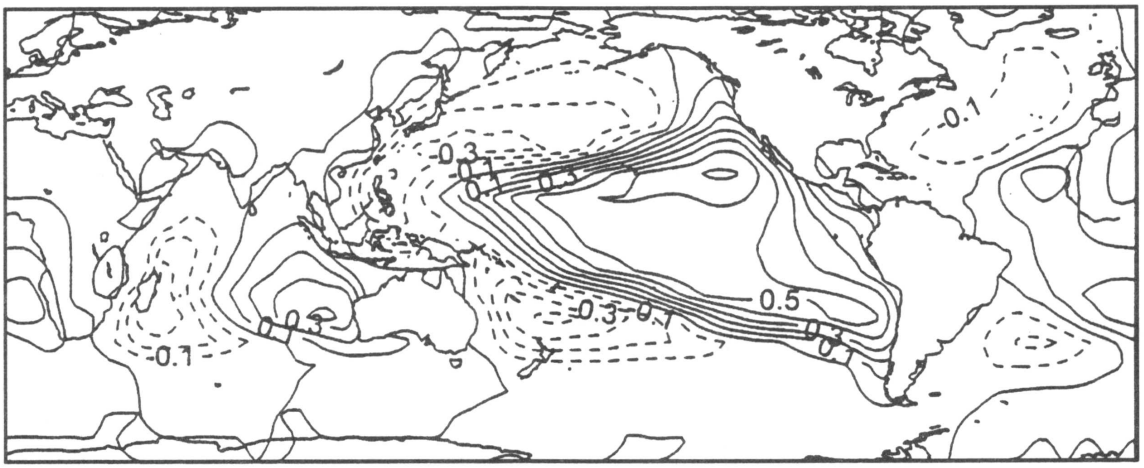
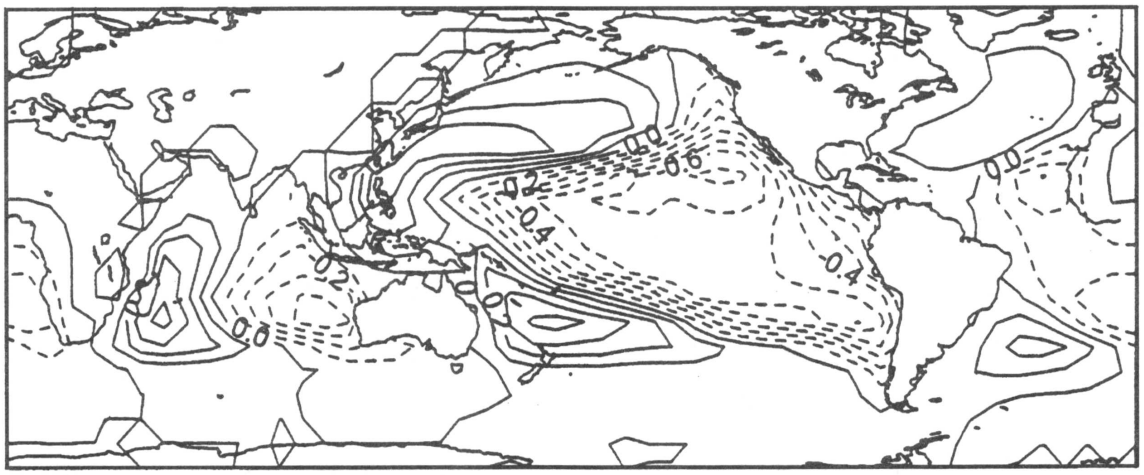


图 9.19　模式模拟的赤道西风距平(ZWA)与赤道东太平洋(EEP)和西北太平洋(NWP)海温异常(SSTA)的变化位相关系

图 9.20(a)是赤道中东太平洋的正距平位相,图 9.20(b)是负距平位相。模拟海温距平的模态与观测是基本一致的。但模式仅仅模拟了准 2 年变化的过程。



(a)模拟的El Nino SSTA(℃)



(b)模拟的La Nina SSTA(℃)

图 9.20 模式模拟的赤道中东太平洋(a)正距平 SSTA 位相和(b)负距平 SSTA 位相

§9.5 小 结

本章虽然是对 ENSO 理论研究的一个回顾,但隐含的一个目的是缩短理论与应用之间的距离。由于目前对 ENSO 循环理论还有大量的工作可做,所以本章也同时给出了一些最新观测事实。这些事实可望有助于理论研究的进一步发展。通过本章的分析,有下列几点值得注意:

①ENSO 序列在年际变化中存在两个主要的频率变化时间尺度:

准 4 年变化和准 2 年变化，其中准 4 年变化主要反映了赤道中太平洋大范围的海温异常，而准 2 年变化反映在赤道太平洋南美附近。后者的正海温距平可以出现在准 4 年 SSTA 的负位相极端时期。

②理论上，沿赤道太平洋存在东传的 Kelvin 波，赤道外存在西传的 Rossby 波。赤道太平洋斜温层厚度变化可以反映沿赤道东传的波动和西边界的反射，在赤道东太平洋沿岸可以注意到波的反射和沿赤道外的西传。这种相对赤道对称传播的波动比 Kelvin 波和 Rossby 波要缓慢得多，其机制尚不完全清楚。

③太平洋海气相互作用在全球海气耦合系统中发挥了主导性的作用。行星尺度的 Hadley 环流和洋盆尺度的 Walker 环流及其异常变化是 ENSO 循环过程中不可缺少的部分。Hadley 环流异常和 Walker 环流异常直接反映了海洋异常的信息。赤道纬圈 ZWA 和赤道太平洋 ZWA 作为 ENSO 事件发生的早期信号就反映了 Hadley 环流在赤道上对海温异常的相应。

④山脉力矩，行星尺度海气相互作用，洋盆尺度海气相互作用和局地海气相互作用是海气耦合系统中的几个主要分量。行星尺度海气相互作用和局地海气相互作用中包含了行星尺度大气环流和局地环流对海温异常的正反馈和负反馈。洋盆尺度的 Walker 环流和山脉力矩反映的仅仅是正反馈。

参 考 文 献

[1] Bjerknes, J., A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**: 820 – 829, 1966.

[2] Bjerknes, J., Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, **97**: 163 – 172, 1969.

[3] Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**: 354 – 384, 1982.

[4] Rasmusson, E. M., X. Wang and C. F. Ropelewski, The biennial component of ENSO variability, *J. Mar. System*, **1**: 71 – 96, 1990.

[5] Jiang, N., J. D. Neelin and M. Ghil, Quasi-quadrennial and quasi-biennial variability in COADS equatorial Pacific sea surface temperature and winds, *Clim. Dyn.*, **12**: 101 – 112, 1995.

[6] Gu, D. and S. G. H. Philander, Secular changes of annual and interannual vari-

ability in the tropical during the past century, *J. Clim .*,**8**: 864 – 876,1995.

[7] Wang,B. and Y. Wang, Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Clim .*,(9): 1586 – 1598,1996.

[8] Wang,B., Interdecadal changes in El Nino onset in the last four decades, *J. Climate* ,(8),267 – 285,1995.

[9] Qian,W. – H.,Zhu,Y. – F. and Ye Q., Interannual and interdecadal variability in SST anomaly over the eastern equatorial Pacific, *Chinese Science Bulletin* ,**44**: 568 – 571,1999.

[10] Zhu,Y. – F.,Qian,W.H.,Ye,Q.,Tropical sea surface temperature anomaly and Indian summer monsoon, *Acta Meteorologica Sinica* ,**13**: 154 – 163,1999.

[11] 钱维宏、游性恬,地形与热源强迫下的南方涛动,海洋学报,**20**,33 ~ 40,1988。

[12] Gill,A. E.,Some simple solutions for heat induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc .*,**106**: 447 – 462,1980.

[13] Webster,P. J., Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci .*,**38**: 554 – 571,1981.

[14] Zebiak,S. E., A simple atmospheric model of relevance to El Nino, *J. Atmos. Sci .*,**39**: 2017 – 2027,1982.

[15] Gill,A. E. and E. M. Rasmusson, The 1982 – 1983 climate anomaly in the equatorial Pacific, *Nature* ,**306**: 229 – 234,1983.

[16] Cane,M. A. and E. S. Sarachik, Forced baroclinic ocean motions,II,The linear equatorial bounded case, *J. Mar. Res .*,**35**: 395 – 432,1977.

[17] McCreary,J. P., Eastern tropical ocean response to changing wind systems with application to El Nino, *J. Phys. Oceanogr .*,**6**: 632 – 645,1976.

[18] Lau,K.M.,Oscillations in a simple equatorial climate system, *J. Atmos. Sci .*, **38**: 248 – 261,1981.

[19] Philander,S. G. H.,T. Yamagata and R. C. Pacanowski,Unstable air – sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci .*,**41**: 604 – 613,1984.

[20] Hirst,A. C.,Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean – atmosphere models, *J. Atmos. Sci .*,**43**: 606 – 630,1986.

[21] Hirst,A. C.,Slow instabilities in tropical ocean basin – global atmosphere models, *J. Atmos. Sci .*,**45**: 830 – 852,1988.

[22] Neelin,J. D.,The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit: Analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled model, *J. Atmos. Sci .*,**48**: 584 – 606,1991.

[23] Wang,C. and Weisberg,R. H.,Stability of equatorial modes in a simplified coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.* ,**9**: 3132 – 3148,1996.

[24] Cane,M. A. and S. E. Zebiak,A theory for El Nino and Southern Oscillation, *Science* ,**228**: 1084 – 1087,1985.

[25] Anderson,D. L. T. and J. P. McCreary,Slowly propagating disturbances in a

coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **42**: 615 – 629, 1985.

[26] Zebiak, S. E., and Cane, M. A., A model El Nino-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262 – 2278, 1987.

[27] Battisti, D. S., The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere/ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**: 2889 – 2919, 1988.

[28] Battisti, D. S. and A. C. Hirst, Interannual variability in the tropical atmosphere/ocean system: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, **46**: 1687 – 1712, 1989.

[29] Schopf, P. S. and M. J. Suarez, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **45**: 549 – 566, 1988.

[30] Graham, N. E. and W. B. White, The role of the western boundary in the ENSO cycle: Experiments with coupled models, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**: 1935 – 1948, 1990.

[31] Xie, S. – P., A. Kubokawa and K. Hanawa, Oscillations with two feedback processes in a coupled ocean – atmosphere model, *J. Clim.*, (2): 946 – 964, 1989.

[32] Jin, F.F. and J. D. Neelin, Modes of interannual tropical ocean-atmosphere interaction-a unified view, I, Numerical results, *J. Atmos. Sci.*, **50**: 3477 – 3505, 1993a.

[33] Jin, F.F. and J. D. Neelin, Modes of interannual tropical ocean-atmosphere interaction-a unified view, III, Analytical results in fully coupled cases, *J. Atmos. Sci.*, **50**: 3532 – 3540, 1993b.

[34] Neelin, J. D., A hybrid coupled general circulation model for El Nino studies, *J. Atmos. Sci.*, **47**: 674 – 693, 1990.

[35] Latif, M. and A. Villwock, Interannual variability as simulated in coupled ocean – atmosphere models, *J. Mar. Syst.*, (1): 51 – 60, 1990.

[36] Barnett, T. P. et al., ENSO and ENSO-related predictability, I, Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.*, (6): 1545 – 1566, 1993.

[37] Syu, H. – H., J. D. Neelin and D. Gutzler, Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM, *J. Clim.*, (8): 2121 – 2143, 1995.

[38] Ji, M., A. Kumar and A. Leetmaa, An experimental coupled forecast system at the National Meteorological Center, Some early results, *Tellus, Ser. A.*, **46**: 398 – 418, 1994.

[39] Ji, M., A. Leetmaa and V. E. Kousky, Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Center for Environmental Prediction, *J. Clim.*, (9): 3105 – 3120, 1996.

[40] Kirtman, B. P., J. Shukla, B. Huang, Z. Zhu, E. K. Schneider, Multiseasonal predictions with a coupled tropical ocean global atmosphere system, *Mon. Wea. Rev.*, **125**: 789 – 808, 1996.

[41] Cane, M. A., The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns, I, Model formulation and analytic results, *J. Mar. Res.*, **37**: 233 – 252, 1979.

[42] Schopf, P. S. and M. A. Cane, On equatorial dynamics, mixed layer physics and sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**: 917 – 935, 1983.

[43] Jin, F. – F., An equatorial recharge paradigm for ENSO, I, Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, **54**: 811 – 829, 1997.

[44] Wang, C. and R. H. Weisberg, ENSO western Pacific anomaly patterns and the 1997 – 98 El Nino. Proceedings of the twenty-third annual climate diagnostics and prediction workshop, October, 26 – 30, 1998, Miami, Florida, pp190 – 193, 1998.

[45] Kang, I. – S. And S. – I. An, Kelvin and Rossby wave contribution to the SST oscillation of ENSO, *J. Clim.*, **11**(9): 2461 – 2469, 1998.

[46] An, S. – I. and I. – S. Kang, Basin-wide ocean adjustment processes of ENSO: A model with the zonal mean and eddy separated, *J. Clim.*, 1999.

[47] Hickey, B, Relation between fluctuations and sea level wind stress and sea surface temperature in the equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr*, (5): 460 – 475, 1975.

[48] Barnett, T.P., The principal time and space scales of the Pacific trade wind field, *J. Atmos. Sci.*, **34**: 221 – 235, 1977.

[49] Barnett, T. P., Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: the equatorial zone, *Mon. Wea. Rev.*, **111**: 756 – 773, 1983.

[50] Phillip, A.A., The relationship between interannual variability in the 200mb tropical wind field and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **110**: 1393 – 1404, 1982.

[51] Qian, W – H. et al., An Analysis of the ENSO Cycle Associated with the Equatorial Tropospheric Zonal Wind Anomalies over the Pacific Basin. Geophisica, **36** (1): 31 – 49, 2000.

[52] Lau, K – M., and Weng, H – Y., Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing, *Bulletin of the American Meteor. Soc.*, **76**: 2391 – 2402, 1995.

[53] 钱维宏、王绍武，多时空尺度海气相互作用与 Zebiak-Cane 模式的改进，中国科学(D)，**27**，554 ~ 559，1997。

[54] 钱维宏、丑纪范，地气角动量交换与 ENSO 循环，中国科学(D)，**26**，80 ~ 86，1996。

第十章　ENSO 的模拟与预测

由于赤道东中太平洋海温异常(即 El Nino 与 La Nina 现象)与热带和全球许多地区的气候异常和灾害有密切联系,因此,热带太平洋海温距平的季与年的模拟与预报引起各国气候与海洋学家的关注。自 20 世纪 80 年代后期开始,美国国家海洋大气局((NOAA)的气候分析中心(CAC)在每个月出版的气候诊断期刊上,定期发布几个动力学模式和气候统计学模型对热带太平洋海温距平的预报[1]。从 90 年代初期开始,美国 NOAA 的气候预测中心不定期和定期出版超前长期预报试验期刊,其中也刊登几个动力学模式和气候统计模型对热带太平洋海温距平的预报[2]。中国气候学家们自 90 年代初期开始,在中国气象局召开的短期气候预测会商会上就开始有动力学模式和数理统计学模型试验做热带太平洋海温预报。自 1997 年开始,有几个动力学模式和气候统计学模型在全国短期气候预测会商会上系统性作热带太平洋海温预报并在国家气候中心出版的气候预测评论上定期发表预测意见[3]。

§10.1　ENSO 的预测方法

ENSO 的预测方法在这里主要是指做季与年时间尺度的预测,其预报对象一般是 Nino 3(5°S ~ 5°N,150 ~ 90°W)或 Nino 3.4(5°S ~ 5°N,170 ~ 120°W)区的海温指数,南方涛动指数(SOI),和热带太平洋格点海温距平。

对 ENSO 的预测一般用 3 种方法,即数理统计方法建立的模型,气候动力学模式以及统计与动力相结合的方法。其中气候动力学模式又分为复杂的全球大气耦合海洋环流模式(AOGCM),中等混合型模式(即复杂的全球大气或海洋环流模式耦合简单动力学或统计的海洋或大气模式),简单模式(即简单海气耦合动力学模式,或大气分量为统计大气)。

国内外维持用数理统计方法做 ENSO 预报的模型给在表 10.1 中。从表 10.1 中注意到,大部分均采用典型相关分析(CCA)、最大熵谱分

析(SVD)、经验正交函数分析(EOF)和多元回归分析,也还有些采取非线性预报、相似分析、过滤-最优迭代等方法。一般预报对象是 Nino 3 和 Nino 3.4 区指数。

表 10.1 国内外做 ENSO 预测的数理统计模型[3~11]

作者(年)	统 计 模 型	预 报 对 象
Knaff, Landsea(1997)	多元回归模型	Nino 3.4
Van den Dool(1994)	相似,多元回归,EOF 模型	Nino 3.4
Barnston, Ropelewski(1992)	典型相关(CCA),EOF 模型	Nino 3.4
Penland, Magorian(1993)	自相关,时间序列分析,EOF 模型	Nino 3.4,太平洋格点
Keppenne, Ghil(1992)	自相关,时间序列分析,EOF,SVD 模型	Nino 3
Tangang 等(1997)	神经网络,非线性模型	Nino 3.4
Unger 等(1999)	4 个动力模式多元回归	Nino 3.4
翟盘茂等(1995)	EOF 迭代模型	Nino 3
翟盘茂等(1997)	SVD 模型	Nino 3
翟盘茂等(1997)	相似预报模型	Nino 3
翟盘茂等(1997)	过滤-最优迭代模型	Nino 3

国内外用动力学模式做 ENSO 预报的模式见表 10.2 和表 10.3。从表中注意到,较多的模式是简单动力学模式,只有个别的如美国国家环境预测中心(NCEP)[12,13],美国马里兰大学陆地-海洋-大气研究中心(COLA)[14]和中科院大气物理所(IAP)[15]的模式是复杂的全球大气耦合海洋环流模式。中等混合模式有德国马普研究所(MPI)和美国加州大学圣地亚哥分校 Scripps 海洋研究所联合的全球海洋环流模式耦合统计大气模式[16],以及中国国家气候中心的同类模式(NCCm)[17]和国家气候中心的全球大气环流模式耦合混合层海洋和海冰模式(NCCs)[18]。

表 10.2 国外做 ENSO 预测的动力学模式[5,12~16]

大气部分		AGCMs	简单动力模式	统计大气
海洋部分	OGCMs	NCEP COLA		Scripps/MPI
	简单动力模式		LDEO1, LDEO2 LDEO3, LDEO4 BMRC1, BMRC2	OXFORD1 OXFORD2

注:NCEP(美国国家环境预报中心);COLA(美国马里兰大学陆地-海洋-大气研究中心),Scripps/MPI(德国马普研究所和美国加州大学圣地亚哥分校 Scripps 海洋研究所);LDEO(美国哥伦比亚大学地球观象台);BMRC(澳大利亚气象局研究所);OXFORD(英国牛津大学)

需要强调指出的是,这些动力学模式在作模式的长时间如几十年

和几百年的模拟试验表明，模式较好的模拟出热带中东太平洋海温变化的明显的 ENSO 事件的 2～7 年周期，以及年代际变率[12～16]。

表 10.3　国内做 ENSO 预测的动力学模式[4,17～18]

大气部分		AGCMs	简单动力模式	统计大气
海洋部分	OGCMs	IAP		NCCm
	简单动力	NCCs	NCCo	NCC/NIM
	模式	NJU	NCCn	
			NCC/STI	
			CAMS/NJU	
			PKU	

注：IAP(中科院大气所全球大气耦合海洋环流模式)；NCCs(国家气候中心全球 2 层大气耦合混合层海洋海冰模式)；NJU(全球大气耦合简单海洋动力模式(未作实际预测))；NCCo(简单热带太平洋动力学模式原版)；NCCn(简单热带太平洋动力学模式新版)；NCC/STI(国家气候中心和上海台风所联合热带太平洋动力模式)；CAMS/NJU(中国气象科学研究院和南京大学联合热带动力模式)；PKU(北京大学热带太平洋动力模式(未作实际预测))；NCCm(国家气候中心全球海洋环流模式耦合统计大气模式)；NCC/NIM(国家气候中心和南京气象学院联合热带太平洋简单动力模式耦合统计大气模式)

§10.2　ENSO 预测简单动力学模式

由于国内外较长时间制作，并且在上述刊物上定期或不定期发布季与年热带太平洋海温距平预测的多是简单海气耦合模式，因此作为一节，专门简述应用较多的 ENSO 预测简单动力学模式[19]。表 10.4 与表 10.5 给出国内外作预测的简单海气耦合模式的主要特征。从表 10.4中注意到，国外做热带太平洋海温距平预报的简单海气耦合动力学模式为美国哥伦比亚大学地球观象台(LDEO)的几个模式，澳大利亚气象局的模式(BMRC)，和英国牛津大学的模式(OXFORD)。这些模式主要分两类，一类是大气和海洋都是简单动力学模式；另一类是海洋为简单动力学模式，而大气部分则是统计大气。需要指出的是，前者是距平模式，后者则不是距平模式。还需要说明的是，大部分模式在预测过程中对初始化过程采用滤波或平滑等统计方法加以处理，在预报过程中均采用集合预报，有些模式对于预报的海温距平值又采用数理统计方法如 SVD 等加以处理，从而弥补动力模式的不足，以使预报质量提高。表 10.4 中的大部分模式已经参加 10 年以上的预报实践。

表 10.5 给出中国每年参加预报的模式的主要特点。从表中注意到，

表 10.4 国外简单热带海气耦合动力学预测模式简介

模式名	作者(年)	大气部分	海洋部分	初始化	后处理	实际预报时段
LDEO1	Zebiak & Cane (1987)[20]	箱式 5.625×2.0	L2.5(50m/150m) 2.0×0.5 124°E~80°W 29°N~29°S 距平模式	FSU 滤波，平滑	集合预报 SVD	1986 年至目前
LDEO2	Chen 等 (1995)[21]	同上	同上	增加张弛逼近	同上	1995 年至 1998 年
LDEO3	Chen 等 (1998)[22]	同上	同上	增加海面信息	同上	1998 年至目前
BMRC	Kleeman (1995)[23]	箱式 3.0×3.0	L2.5(22.5m/150m) 特征值方法 124°E~80°W 29°N~29°S 距平模式	集合预报统计加工	FSU	90 年代不连续预报
OXFORD	Balmaseda 等 (1994)[24]	统计大气 POP	L2(100m/175m) 1.5×1.5 123°E~69°W 30°N~30°S	FSU 滤波	集合预报计算距平	90 年代不连续预报

表 10.5 中国简单热带海气耦合动力学预测模式简介

模式名	作者(年)	大气部分	海洋部分	初始化	后处理	实际预报时段
NCC	赵宗慈等 (1997)[25]	箱式 5.625×2.0	L2.5(50m/150m) 2.0×0.5 124°E~80°W 29°N~29°S 距平模式	FSU	6 个集合预报	1997 年 1 月至目前
NCCo	李清泉等 (1998)[26]	同上	同上	同上 加入观测海温与风应力距平信息	6 个集合预报	1998 年 1 月至目前
NCCf	李清泉等 (1998)[26]	1.0×1.0 其它同上	0.1×0.1 其它同上 124°E~80°W 29°N~29°S 距平模式	同上	6 个集合预报	1998 年 1 月至目前
NCC/NIM	张勤等 (1999)[27]	统计大气 POP	L2(100m/175m) 1.5×1.5 123°E~69°W 30°N~30°S	FSU 滤波	5 个集合预报计算距平	1997 年 1 月至目前
NCC/STI	李清泉等 (1999)[28] 梁旭东等 (2000)[29]	同 NCC	同 NCC	FSU 伴随四维同化过程	集合预报	1999 年 10 月至目前
CAMS/NJU	史历等 (2000)[30] 李清泉等 (1999)[28]	同 LDEO1	全球热带海洋 其它同 LDEO1	NCEPr 850hPa	集合预报	1999 年 10 月至目前
NCCn	张祖强等[31]	同 NCC	同 NCC 修改上翻与平流等过程	FSU	集合预报	2000 年

除 NCC/NIM 外，这些模式大部分建立在 ZC87 模式基础上。因此，大多数模式是距平模式。还需要说明的是，多数模式的海洋部分是在热带太平洋区域，只有 CAMS/NJU 模式的海洋部分是在全球热带海洋区域。其中 NCC，NCCo，NCCf 和 NCC/NIM 共 4 个模式自 1997 年或 1998 年 1 月开始参加全国气候预报会商会，至今已有约 2～3 年的实际预报实践。

§10.3　ENSO 事件的模拟与回报

近几十年来出现过几次著名的 El Nino 和 La Nina 事件，因此，一些动力学模式和统计学模型都试验对这些冷暖事件进行模拟与回报。图 10.1 给出 6 个动力学模式（COLA，LDEO1，LDEO2，NCEP，Scripps/MPI，OXFORD）和 2 个统计学模型（LIM，NNM）以及 8 个模式和模型的集成（CON）共 9 种方法做 1970～1971（冷），1972～1973（暖），1973～1974（冷），1975～1976（冷），1982～1983（暖），1986～1987（暖），1988～1989（冷），1991～1992（暖）共 8 次冷或暖事件，超前 6 个月（2 个季）预报的 Nino 3 区海温距平和相应的观测值[32]。图 10.1 表明，9 种预报方法（包括复杂的 AOGCM，中等混合模式，简单动力学模式和统计学模型）在超前 6 个月都能成功的预报出这 8 次冷或暖事件的峰值，特别是 8 种方法的集成预报技术明显优于每个方法的预报技术。当然需要

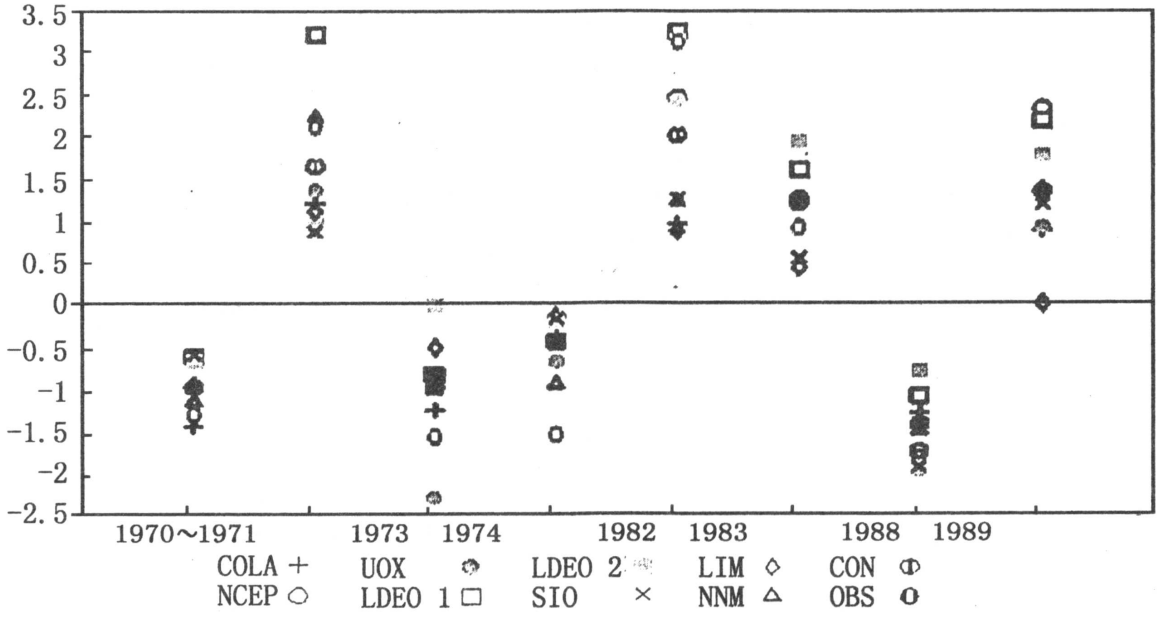


图 10.1 超前 6 个月（2 季）Nino 3 区海温距平预报和相应的观测值

说明的是,有的方法预报的振幅与实况有所不同,且预报异常事件开始的时间与观测有差异。

§10.4 ENSO 循环的模拟与回报

ENSO 循环的模拟与预报是检验中的另一个重要问题。动力学模式一般都要做历史预报或回报试验的检验。所谓历史预报是指全部预报过程完全同于真正的预报,但是是做发生过的时期的预报,即没有在当时发布预报;而回报则同样指做发生过的预报试验,但是由于预报方案中(如统计大气或动力模式的气候平均值等已经包括了发生的事实,以及对预报值做统计处理如 SVD 等)包含了已经发生的因素,因此,这种预报不能等同于真正的预报。在研究 ENSO 循环的模拟与预报时,为保证足够的样本数参加检验,一般回报和历史预报的年数至少不应该小于 20 年。通常检验热带太平洋海温距平预报效果好坏,经常用计算 Nino 3 指数(5°S ~ 5°N,150 ~ 90°W)预报值与观测值之间的距平相关系数(ACC)和均方误差(RMSE)与相应持续性预报做对比。

国外的简单动力学预报模式一般在预报过程中都进行了统计学处理(见表 10.4),它也经常包含了历史预报时刻以后的信息,因此对历史时期预报效果的检验应该属于回报评估。LDEO1 模式的回报时段是取 1972 ~ 1991 年[14],LDEO2 与 LDEO3 的回报时段是 1975 ~ 1997 年[15~16]。OXFORD 模式的回报检验是取 1969 ~ 1991 年[18]。BMRC1 和 BMRC2 的回报时段则为 1972 ~ 1986[17]。其中,回报时段长的有 22 年,短的为 15 年。

作为一个例子,图 10.2 给出各个模式回报的距平相关系数(ACC)。为便于比较,图中还给出持续性预报的距平相关系数。虽然各个模式所取的回报时段不同,且年数有长有短,但是从图 10.2 注意到这样几个特点:

①模式超前 0 ~ 24 个月回报的相关系数一般在 0.4 以上;

②模式在超前 0 ~ 4 个月的回报的相关系数一般低于持续性预报水平,而在超前 4 个月以上的预报,则明显优于持续性预报,即在 4 个月后模式显露出其预报能力;

③多数模式在超前 15 个月内有较好的预报能力。

国内做年际热带太平洋海温距平预报的简单海气耦合动力学模式也进行了对历史时期预报的检验。如表 10.5 所示，由于国内的大多数模式没有进行统计处理，同时在历史预报时刻没有包括后面未发生时刻的信息，因此属于历史预报的检验。作为一个例子，图 10.3 给出国内一些做热带太平洋海温预报的简单海气耦合动力学模式的历史预报计算的 Nino 3 指数距平相关系数。其中 NCCo 的历史预报为 1970 ~ 1998 年[20]，NCCn 的历史预报为 1970 ~ 1999 年[25]，NCC/STI 的历史预报为 1971 ~ 1995 年[23]，NCC/NIM 的历史预报为 1970 ~ 1998 年[22]，CAMS/NJU 的历史预报为 1979 ~ 1998 年[24]。历史预报时段长的约有 30 年，短的有 20 年。为进行对比，图 10.3 中还给出计算的 1979 ~ 1998 年和 1970 ~ 1998 年持续性距平相关系数。从图中注意到：

①模式在超前 0 ~ 4 个月预报都低于持续性预报；

②模式在超前 5 个月以上的预报明显优于持续性预报；

③有些模式在超前 12 个月以上的预报，其距平相关系数低于 0.4。

计算表明，这些模式在 5 到 12 个月内具有较好的预报能力。

综上所述，国内外使用的简单海气耦合动力学模式在近 20 ~ 30 年的历史预报或回报检验中表明，模式在超前 5 ~ 15 个月内具有较好的预报能力。一般来说，模式在超前 1 ~ 4 个月的预报效果低于持续性预报。此外还注意到，模式在超前 12 个月以上的预报效果降低得很快。

20 世纪 90 年代以来，有的复杂的全球大气耦合海洋环流模式（AOGCM）如 NCEP 开始进行 ENSO 的业务预报，取得较好的预报效果。表 10.6 给出自 1982 年到 1997 年该模式超前 1 到 4 个月预测 Nino 3.4 区海温距平的相关系数。从表中注意到，模式在超前 4 个月的预报的相关系数还在 0.60 以上，其中冬半年预报效果优于春季和夏季。

表 10.6　1982 ~ 1997 年 NCEP 的 AOGCM 模式超前 1 ~ 4 个月预报 Nino 3.4 区海温距平与观测的相关系数（%）

超前	1 ~ 3	2 ~ 4	3 ~ 5	4 ~ 6	5 ~ 7	6 ~ 8	7 ~ 9	8 ~ 10	9 ~ 11	10 ~ 12	11 ~ 1	12 ~ 2
1 月	90	87	80	76	78	79	80	84	88	91	94	92
2 月	89	84	77	72	73	74	76	81	86	89	92	91
3 月	88	81	74	68	68	70	72	75	83	87	90	90
4 月	88	79	68	64	63	66	68	70	79	84	88	90

注：超前 1 个月指在 12 月底制作 1 ~ 3 月预报，相关系数 × 100[2]

§10.5 1997～2000年模式预报效果检验

众所周知,1997～1998年发生了一次本世纪最大的El Nino事件,其后1998～2000年又发生了一次较为明显的La Nina事件。这两次事件造成世界许多地区的气候出现异常,并且产生了明显的社会与经济影响,人们还记忆犹新。值得注意的是,国内外一些模式和模型都对这两次过程作了实际的预报并且公布了预报结果。因此,有必要专门对这两次过程的实际预报效果进行严格的检验。

国外参加1997～2000年美国NOAA出版的月预报刊物的海气耦合动力学模式共8个,统计学模型共7个。Barnston等(1999)[17]对几个模式做1997～1998年El Nino期和1998年La Nina的建立,其相应的热带太平洋海温预报作了严格的检验。表10.7给出1996年6月到1998年3月的8个模式,以及它们的平均值和7个统计模型,平均值和15种方法的平均值超前3.5和6.5个月预报与观测的距平相关系数(ACC)及均方误差(RMSE)。为对比预报效果,表中最后两行还给出气候预测和持续性预测与观测计算的相应值。从表10.7中注意到,除LDEO的模式外,其他6个模式和7个模型具有较好的预报1997～1998年El Nino和La Nina事件的能力,一般都超过气候预测和持续预报效果。总体来看,7个统计模型的预报平均效果稍好于8个动力模式的平均预报效果。值得强调的是,NCEP的全球大气耦合海洋环流模式对这两次事件和过程的预报效果是明显的。

国内的一些简单海气耦合动力学预测模式(NCC,NCCo,NCCf,和NCC/NIM)参加了1997年以来的全国汛期预报会商会和年展望会商会,并且在国家气候中心出版的气候预测评论上发布预报意见,做热带太平洋海温距平预测。作为检验的一个例子,图10.4和表10.8分别给出其中2个模式(NCC,NCCo)超前0～24个月预报1997～1998年Nino 3指数以及超前3和6个月对Nino 3指数的预报的严格检验。为对比,相应给出持续性预报与观测的距平相关系数和均方误差。从图10.4和表10.8注意到,2个模式对1997～1998年的El Nino事件和La Nina事件的发生的预报效果明显优于持续性预报。由此说明,我国发展的几个模式还是具有一定的预报El Nino/La Nina事件的能力。

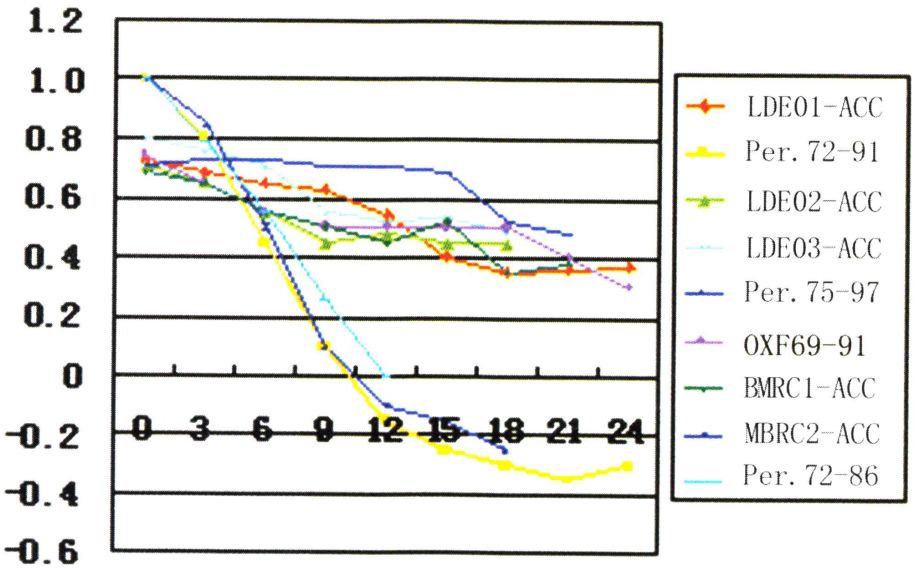


图 10.2　国外简单动力学模式做 Nino 3指数回报检验的距平相关系数（ ACC）
图中菱形点为 LDE01，三角形点是 LDE02，叉点为 LDE03，实圆点为 OXFORD，棍点和无标点分别为 BMRC1 和 BMRC2，方形点，横杠点和星点分别是 1972~1991 年，1972~1986 年和 1975~1997 年持续性预报的距平相关系数。图中横坐标是超前月，纵坐标是相关系数

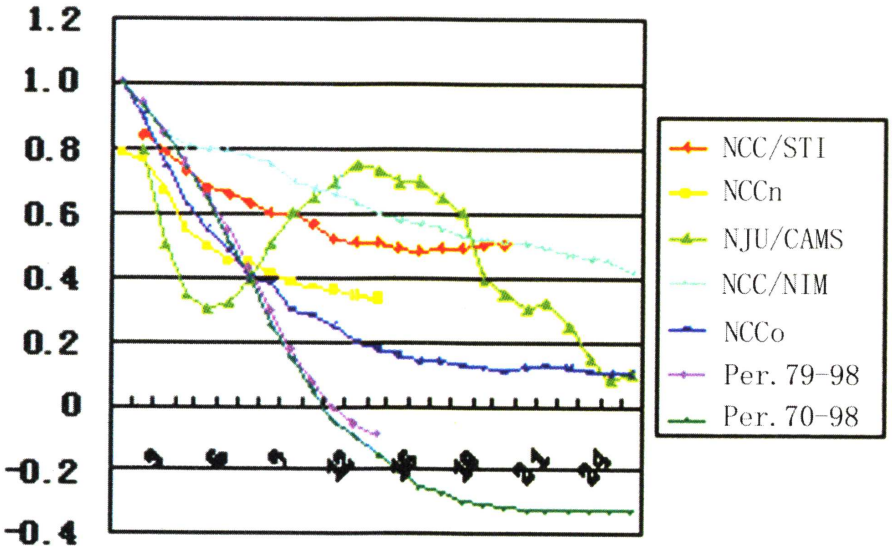


图 10.3　国内简单海气耦合动力学模式做 Nino 3指数超前 0~24 个月预报和观测的距平相关系数
图中菱形点表示 NCC/STI 模式，方形点表示 NCCn，三角形点表示 CAMS/NJU，叉点表示 NCC/NIM，星点表示 NCCo，实圆点和竖棍点分别表示 1979~1998 和 1970~1998 年持续性预报的距平相关系数。图中横坐标为超前月，纵坐标为相关系数

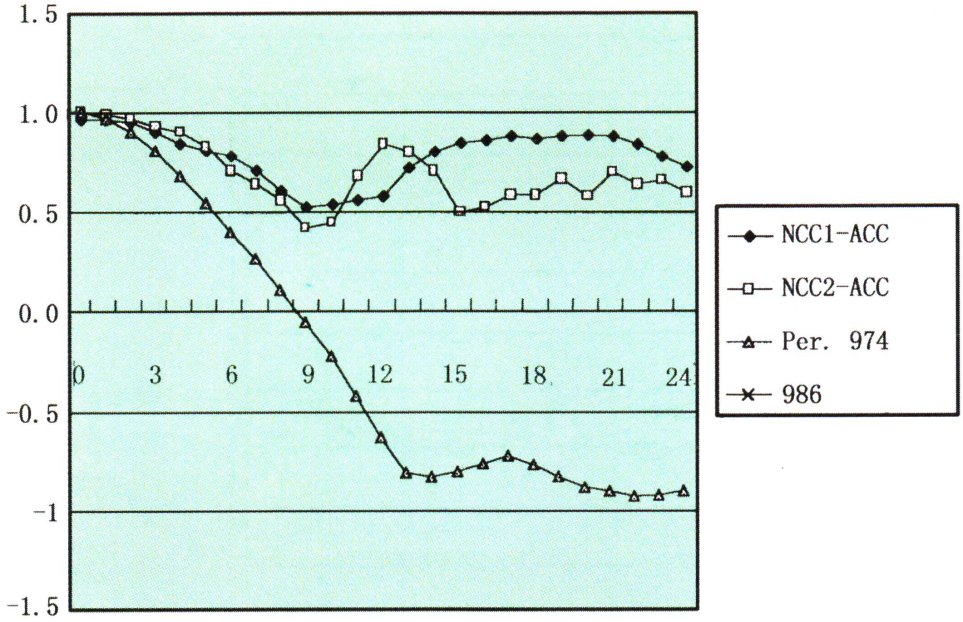


图 10.4 1997年4月到1998年6月2个模式（NCC，NCCo）做Nino 3指数超前0～24个月预报与观测的距平相关系数

图中黑菱形为NCC模式的预报，方形为NCCo模式的预报，三角形为持续性预报。图中横坐标为超前月，纵坐标为相关系数

表 10.7 1996 年 6 月到 1998 年 3 月动力模式与统计模型超前 3.5 和 6.5 个月预报 Nino 3 指数与观测的平均距平相关系数(ACC)和均方误差(RMSE)

预报模式	RMSE	ACC	RMSE97	RMSE98
LDEO1	2.61	-0.38	3.63	0.76
LDEO2	2.82	-0.48	3.94	1.22
BMRC	1.81	0.70	2.35	1.22
OXFORD1	1.81	0.26	2.80	1.14
OXFORD2	1.88	0.50	1.94	3.28
Scripps/MPI	1.39	0.70	2.26	1.58
COLA	1.18	0.81	2.24	0.39
NCEP	1.15	0.83	1.26	2.37
8 个动力模式平均	1.83	0.37	2.43	1.29
a	1.09	0.84	1.81	1.33
b	1.18	0.83	1.96	1.04
c	1.05	0.84	1.70	1.43
d	2.11	0.38	2.83	1.90
e	1.42	0.66	2.92	0.48
f	1.64	0.55	3.23	0.79
g	1.65	0.51	2.42	2.16
7 个统计模型平均	1.45	0.66	2.31	0.99
15 个模式与模型平均	1.65	0.50	2.38	1.15
气候预测	1.79	无	2.55	0.78
持续预测	2.33	0.41	3.31	3.35

注:表中 RMSE97 表示从前期 12 月和 3 月预报 1997 年 6 ~ 9 月的均方误差,RMSE98 表示从前期 12 月和 3 月预报 1998 年 6 ~ 9 月的均方误差,表中 a,b,c,d,e,f,g 顺序对应表 10.1 中的前 7 个统计模型。表中资料取自文献[17]

表 10.8 1997 年 4 月到 1998 年 6 月模式做 Nino 3 指数超前 3 和 6 个月预报与观测的平均距平相关系数(ACC)和均方误差(RMSE)

模式名	RMSE	ACC
NCC	1.18	0.89
NCCo	1.17	0.82
持续性	1.80	0.61

实际上由于海温具有明显的持续性,因此利用计算相关系数等来检验模式与模型对 El Nino/La Nina 事件的预报能力还不能全面的反映出其模拟能力 . 特别是对于应用单位来说,更需要能够预测出 El Nino/La Nina事件的发生时间、达到顶峰的时间、事件的强度以及结束的时间。应该说这也是预报中更为困难的问题。为此,进一步评估了国内外海气耦合动力学模式做 1997 ~ 1999 年发生的 El Nino/La Nina 事件的上述 4 方面的预测效果,表 10.9 到表 10.13 分别给出国内外模式提前大约 6 到 9 个月对 1997 ~ 1999 年 El Nino/La Nina 事件发生时间,强度,达到顶峰时间,以及结束时间的预报的检验与评估。

表 10.9 到表 10.12 各模式预测值和观测值对比表明，NCEP，BMRC，OXFORD2 和 NCC/NIM3 个模式较好的预测出 1997 年 El Nino 事件的发生时间，多数模式较好的预报出这次 El Nino 事件的顶峰时间，COLA，Scripps/MPI 和 NCC3 个模式较好的预报出这次 El Nino 事件的结束时间以及 La Nina 事件的开始时间。注意到 LDEO 模式虽然没有预报出发生在 1997 ~ 1998 年的 El Nino 事件，但是模式较好的预报出 La Nina 的发生时间。需要指出的是，国内外所有的动力学模式都没有预报出这次 El Nino 事件的极强的强度，但是对于这次 La Nina 事件的强度，多数模式预测效果较接近实况。由于此次 La Nina 事件尚未结束，因此，表中只给出每个模式预测的结束时间。

表 10.9 1997 ~ 1998 年 El Nino 事件期间 Nino 3 指数超前大约 6 ~ 9 个月预报检查

模式名	发生时间	顶峰时间	顶峰振幅	结束时间
LDEO1	该模式未预报出这次 El Nino 事件的整个过程			
LDEO2	该模式未预报出这次 El Nino 事件的整个过程			
BMRC	1997 年 5 月	1997 年 9 月	+2.0C	1998 年 9 月后
OXFORD1	未预报出来	1998 年 3 月	+0.5C	1998 年 8 月
OXFORD2	1997 年 4 月	1997 年 12 月	+1.0C	1998 年 9 月
COLA	1997 年 6 月	1997 年 12 月	+2.0C	1998 年 6 月
NCEP	1997 年 4 月	1997 年 12 月	+2.8C	1998 年 10 月后
Scripps/MPI	1997 年 9 月	1997 年 12 月	+1.5C	1998 年 7 月
观测	1997 年 4 月	1997 年 12 月	+3.8C	1998 年 6 月

注：综合每月和季美国 CPC 刊物给出的预测[1,2]和[5]

表 10.10 1998 ~ 1999 年 La Nina 事件期间 Nino 3 指数超前大约 6 ~ 9 个月预报检查

模式名	发生时间	顶峰时间	顶峰振幅	结束时间
LDEO1	1998 年 9 月	1999 年 9 月	-0.8 C	2000 年 7 月
LDEO3	1998 年 10 月	1999 年 10 月	-1.5C	2000 年 5 月
BMRC	1998 年 12 月	1999 年 12 月	-1.3C	2000 年 10 月后
NCEP	1998 年 11 月	1999 年 10 月	-1.0C	2000 年 7 月
观测	1998 年 8 月	2000 年 1 月	-1.6C	

注：综合每月和季美国 CPC 刊物给出的预测[1,2]

综上所述，通过对 1997 ~ 2000 年发生的 El Nino/La Nina 事件的实际预报的严格检验表明，国内外的统计模型和动力模式具有一定的预报 El Nino/La Nina 过程的能力。但是模式的预报能力是不稳定的，没有一个模式完全正确的预测出这两次事件的发生，顶峰和结束时间

和强度。此外，检验还表明，各个模式做集合预报以及多个模式做合成预报都有助于提高对 El Nino 和 La Nina 事件的变化趋势的预报能力。

表 10.11　1997～1998 年 El Nino 事件期间 Nino 3 指数超前大约 6～9 个月预报检查

模式名	发生时间	顶峰时间	顶峰振幅	结束时间
NCC	1997 年 7 月	1997 年 12 月	+2.3C	1998 年 6 月
NCCo	- - - -	- - - -	- - - -	1998 年 7 月
NCCf	1997 年 11 月	- - - -	- - - -	1998 年 4 月
NCC/NIM	1997 年 4 月	- - - -	- - - -	1998 年 11 月
合成	1997 年 9 月	1997 年 12 月	+2.3C	1998 年 6 月
观测	1997 年 4 月	1997 年 12 月	+3.8C	1998 年 6 月

注：综合国家气候中心每年出版的气候预测通讯[3]；
- - - - 表示未作预报；
合成表示上述 4 个模式的集成

表 10.12　1998～1999 年 La Nina 事件期间 Nino 3 指数超前大约 6～9 个月预报检查

模式名	发生时间	顶峰时间	顶峰振幅	结束时间
NCC	1998 年 7 月	1999 年 8 月	-1.3C	2000 年 9 月
NCCo	1998 年 8 月	1999 年 8 月	-1.2C	2000 年 10 月
NCCf	1998 年 5 月	1999 年 5 月	-3.3C	- - - -
NCC/NIM	1998 年 12 月	1999 年 4 月	-1.2C	2000 年 12 月
合成	1998 年 7～8 月	1999 年 7 月	-1.4C	2000 年 10 月
观测	1998 年 8 月	2000 年 1 月	-1.6C	

注：综合国家气候中心每年出版的气候预测通讯[3]
合成表示上述 4 个模式的集成

在对国内外统计模型和动力模式做热带太平洋海温距平的历史预报和回报以及实际发布预报等进行严格的检验表明，这类模式与模型具有一定的预测 El Nino/La Nina 过程变化趋势的能力。随着计算机的发展和全球环流模式的进一步完善，以及对热带海洋和大气的相互作用和 El Nino/La Nina 过程的认识的提高，也将促进动力模式的发展与改进，在未来的预报中能够发挥更好的作用。

参 考 文 献

[1] Climate Analysis Center, Climate Diagnostics Bulletin, NOAA, US, 1987 - 1999.11.

[2] Climate Prediction Center, Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, NOAA, US, 1992.1 - 2000.4.

[3] 国家气候中心主编，气候预测评论，1995～2000。

[4] Ding Yihui, Luo Yong, Zhao Zongci et al., Advances in climate change studies

and climate modeling in China: 1995 – 1998, China National Report on Meteorology and Atmospheric Sciences (1995 – 1998) for the XXIInd General Assembly of I-UGG, China Meteorlogical Press, 46 – 67, 1999.

[5] Barnston, A.G., M.H.Glantz and Y.He, Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997 – 98 El Nino episode and the 1998 La Nina inset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**: 217 – 243, 1999.

[6] Knaff, J.A., and C.W.Landsea, An El Nino Southern Oscillation climatology and persistence (CLIPER) forecasting scheme, *Wea. Forecasting*, **17**: 246 – 263, 1997.

[7] Van den Dool, H.M., Searching for analogues, how long must we wait? *Tellus*, **46**A: 314 – 324, 1994.

[8] Barnston, A.G., C.F.Ropelewski, Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis, *J. Climate*, **5**: 1316 – 1345, 1992.

[9] Pacanowski, R.C., and T.Magorian, Prediction of Nino 3 sea surface temperature using linear inverse modeling, *J. Climate*, **6**: 1067 – 1076, 1993.

[10] Keppenne, C.L., and M.Ghil, Adaptive filtering and prediction of the southern oscillation index, *J. Geophy. Res.*, **97**: 20449 – 20454, 1992.

[11] Tangang, F.T., W.W.Hsieh, and B.Tang, Forecasting the equatorial Pacific sea temperatures by neural network model, *Climate Dyn.*, **13**: 135 – 147, 1997.

[12] Ji, M., A.Kumar and A.Leetmaa, A multi-season climate forecast system at the national Meteorological Center, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **75**: 569 – 577, 1994a.

[13] Ji, M., A.Leetmaa and V.E.Kousky, Coupled model forecasts of ENSO during the 1980s and 1990s at the National Meteorological Center, *J. Climate*, **9**: 3105 – 3120, 1996.

[14] Kirtman, B.P., J.Shukla, B.Huang, Z.Zhu, E.K.Schneider, Multi-seasonal predictions with a coupled tropical ocean global atmosphere system, *Mon. Wea. Rev.*, **125**: 789 – 808, 1997.

[15] 李旭、袁重光, 1998 年夏季降水预报, 气候预测评论, 国家气候中心主编, 83 ~ 84, 1998。

[16] Pierce, D.W., The hybrid coupled model, version 3, Technical Notes, SIO Reference Series No.96 – 27, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 1996.

[17] 赵其庚、宋永嘉、彭淑英, 用混合模式做 1998 年热带太平洋海温距平预报, 气候预测评论, 国家气候中心主编, 85 – 86, 1998。

[18] 高学杰、赵宗慈, 北半球和中国气候的模拟及 1996 年汛期的试验及检验, 应用气象学报, **8**, 145 ~ 153, 1997。

[19] 赵宗慈、李清泉、伊兰、张祖强, 90 年代简单海气耦合动力学年际预测模式研究进展, 气象学报(增刊, 即将发表), 2000。

[20] Zebiak, S.E. and M.Cane, A model El Nino – Southern Oscillation, *Mon.*

Wea. Rev., **115**: 2262 – 2278, 1987.

[21] Chen, D., S.E.Zebiak, A.J.Busalacchi and M.A.Cane, An improved procedure for El Nino forecasting: implications for predictability, *Science*, **269**: 1699 – 1995, 1995.

[22] Chen, D., M.A.Cane, S.E.Zebiak, and A.Kaplan, The impact of sea level data assimilation on the Lamont model prediction of the 1997/98 El Nino, *Geo. Res. Let.*, **25**: 15, 2837 – 2840, 1998.

[23] Kleeman, R., A.M.Moore and N.R.Smith, Assimilation of sub – surface thermal data into an intermediate tropical coupled ocean – atmosphere model, *Mon. Wea. Rev.*, **123**: 3103 – 3113, 1995.

[24] Balmaseda, M.A., D.L.Anderson, M.K.Davey, ENSO prediction using a dynamical ocean model coupled to statistical atmosphere, *Tellus*, **46**A: 497 – 511, 1994.

[25] 赵宗慈、李清泉、张勤、丁一汇，ENSO 年际变化预测研究预报初步意见，气候预测评论，国家气候中心主编与出版，65 ~ 67，1997。

[26] 李清泉、赵宗慈、张祖强、张勤、伊兰，简单海气耦合模式 1998 年热带太平洋海温预报，气候预测评论，国家气候中心主编与出版，83 ~ 84，1998。

[27] 张勤、丁一汇、山崎信，用一个简单海气耦合模式对 20 世纪 90 年代厄尔尼诺事件的预报试验，气象学报，**57**，397 ~ 409，1999。

[28] 李清泉、张祖强、赵宗慈、张勤、伊兰、梁旭东、李永平、端义宏、史厉、殷永红、倪允琦，1999 年 10 月到 2000 年 9 月热带太平洋海温距平预报，全国气候年展望会商会报告，11，1999。

[29] 梁旭东、李永平、端义宏，NCC/STI 模式中应用四维同化技术的集合预报方案，气象学报增刊，2000。

[30] 史厉、殷永红、倪允琦，全球热带距平海洋模式及其数值模拟，气象学报增刊，2000。

[31] 张祖强、赵宗慈，NCCn 模式的建立和数值预报模拟试验，气象学报增刊，2000。

[32] Kirtman, B.P. and J.Shukla, Current status of ENSO forecast skill, CLIVAR Report, 1998.

第十一章 中国夏季降水的成因分析

§11.1 中国夏季降水的三类雨型

11.1.1 三类雨型的划分

根据1951年以来中国夏季(6～8月)降水距平百分率分布图,着眼于105°E以东的东部地区,把多雨区内降水距平百分率最大的区域作为主要雨带,划分出历年的主要雨型,作为夏季降水的主要预报对象。三类雨型的主要分布特征为:

1类雨型(北方型):主要多雨带位于黄河流域及其以北地区,江淮流域大范围少雨,梅雨偏弱并常有较明显的伏旱,江南南部至华南一般亦为一次要多雨区,如图11.1(a)所示。

2类雨型(中间型):主要多雨带位于黄河至长江之间,雨带中心一般在淮河流域一带,黄河以北及长江以南大部地区少雨,如图11.2(a)所示。

3类雨型(南方型):主要多雨带位于长江流域或江南一带,淮河以北大部及东南沿海地区少雨,如图11.3(a)所示。

根据上述标准划分了1951～1999年49年的雨型,结果见表11.1。

表11.1 中国夏季三类雨型年

1类雨型年	1953	1958	1959	1960	1961	1964	1966	1967	1973	18年	36.7%
	1976	1977	1978	1981	1985	1988	1992	1994	1995		
2类雨型年	1956	1957	1962	1963	1965	1971	1972	1975	1979	14年	28.6%
	1982	1984	1989	1990	1991						
3类雨型年	1951	1952	1954	1955	1968	1969	1970	1974	1980	17年	34.7
	1983	1986	1987	1993	1996	1997	1998	1999			

11.1.2 三类雨型的气候特征

从表11.1可以看出:1951～1999年期间,1类雨型18年,占36.7%;2类雨型14年,占28.6%;3类雨型17年,占34.7%。显然,1类雨型年最多,3类雨型年次之,2类雨型年最少。由表11.2又可见,1类雨型持

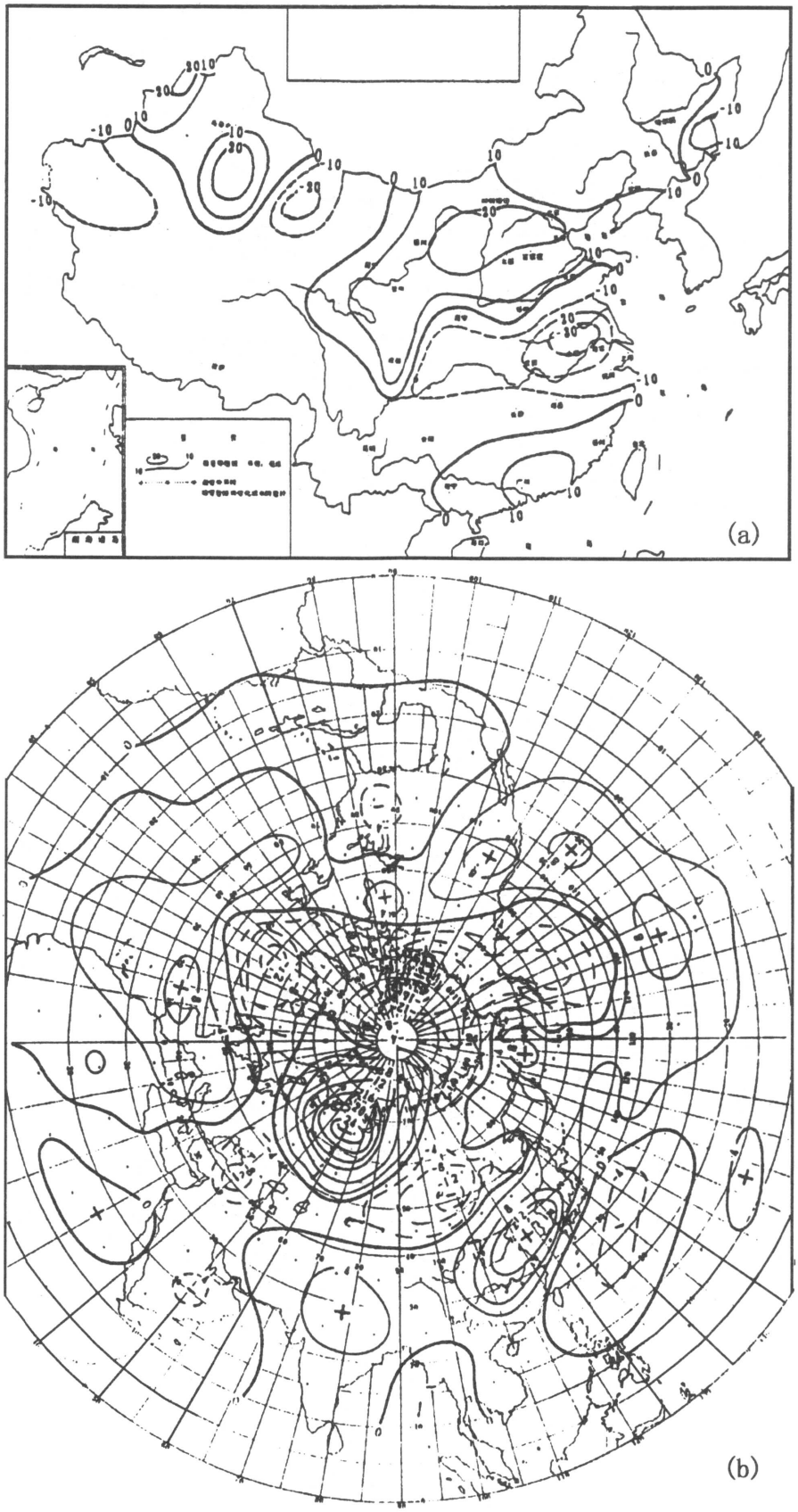


图 11.1　夏季 1 类雨型年中国降水距平百分率(a)和 500hPa 高度距平(b)合成图

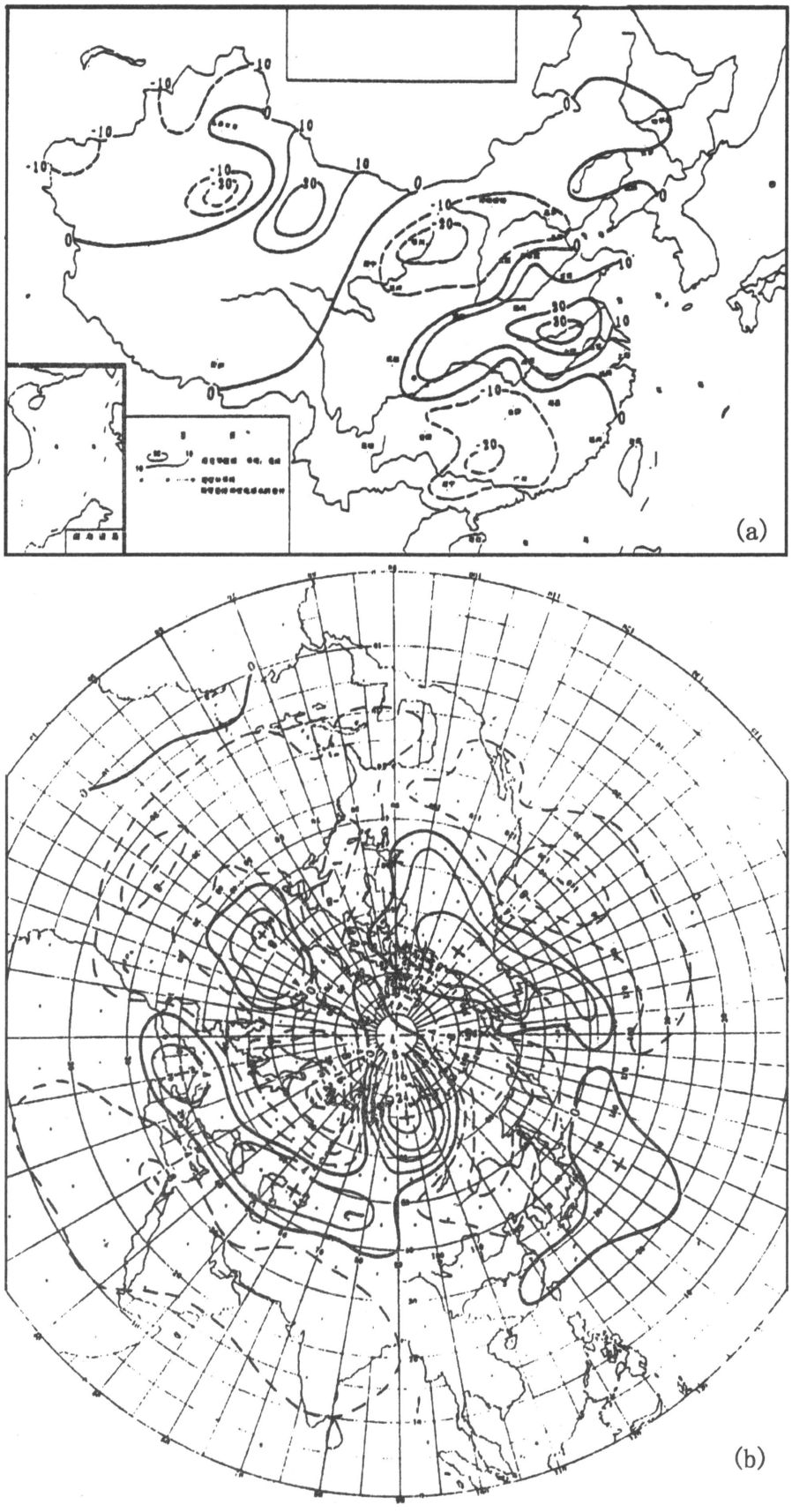


图 11.2 夏季 2 类雨型年中国降水距平百分率(a)和 500hPa 高度距平(b)合成图

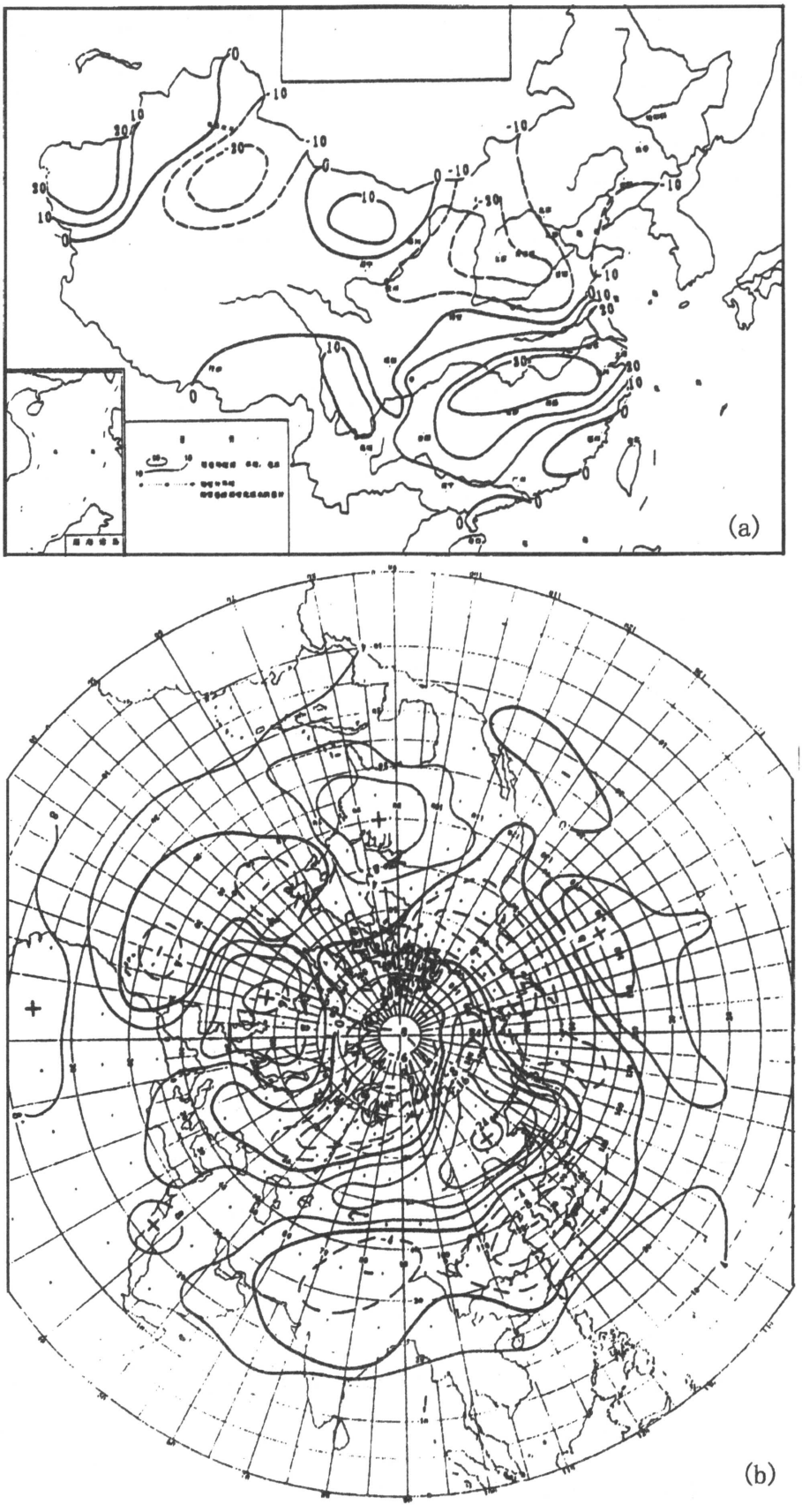


图 11.3　夏季 3 类雨型年中国降水距平百分率(a)和 500hPa 高度距平(b)合成图

续时间最长为4年,即1958~1961年期间连续4年都是1类雨型;2类雨型持续时间最长为3年,即1989~1991年期间连续3年为2类雨型;3类雨型持续时间最长为4年,即1996~1999年期间连续4年是3类雨型。1类雨型的间隔时间最长为5年,即1968~1972年期间连续5年未出现1类雨型;2类雨型间隔时间最长为8年,即1992~1999年连续8年未出现2类雨型;3类雨型间隔时间最长为12年,即1956~1967年连续12年未出现3类雨型。

表11.2 中国夏季三类雨型的气候特征

雨 型	持续性特点		年代际变化	
	持续最长时间	间隔最长时间	1956~1978	1979~1999
1类雨型	4(1958~1961)	5(1968~1972)	11(47.8%)	6(28.6%)
2类雨型	3(1989~1991)	8(1992~1999)	8(34,8%)	6(28.6%)
3类雨型	4(1996~1999)	12(1956~1967)	4(17.4%)	9(42.8%)

表11.3 中国夏季3类雨型的东亚环流特征

中国夏季雨型	东亚遥相关距平型	亚洲中纬度西风 (优势环流型,东亚阻塞形势)	西太平洋副 高南北位置
1类雨型	"- + -"	强(盛行纬向环流,无阻塞)	偏北
2类雨型	"- + -"	正常(纬向环流略占优势)	正常稍偏北
3类雨型	"+ - +"	弱(盛行经向环流,有阻塞)	偏南

从表11.2还可看出夏季三类雨型的年代际变化特点:1956~1979年的23年期间,1类雨型最多,占47.8%;其次是2类雨型,占34.8%;3类雨型最少,占17,4%。1979~1999年的21年期间,3类雨型最多,占42.8%;其次是1、2类雨型,各占28.6%。这表明:70年代末以前北方类雨型占优势,与长江流域处于少雨阶段相一致;70年代末以后南方类雨型占优势,与长江流域处于多雨阶段相吻合。

11.1.3 三类雨型的环流特征

每一类雨型都与特定的大气环流背景相配置,根据与我国东部地区三种雨型相联系的500hPa高度距平合成图,各类雨型的环流特征如下:

1类雨型:如图11.1(b)所示,在北半球中高纬度主要距平槽脊为三波型。在两大洋的中低纬度及亚洲大陆南部均为正距平,表明北半球副高偏强。与我国天气气候直接有关的亚洲地区的环流特点是在贝加尔

湖至新西伯利亚南部为一强的负距平区，渤海湾至朝鲜半岛为一强正距平中心区，西太平洋 30°N 以南又为一负距平区，即东亚－西太平洋地区从高纬到低纬为一典型的“－＋－”的遥相关距平波列。这种距平场的配置表明，东亚副热带锋区偏强偏北，西太平洋副高偏强且位置偏北偏西。

2 类雨型：如图 11.2(b)所示，在北半球中高纬度主要距平槽脊也呈三波型，但其位相比 1 类雨型年向东偏移约 20～40 个经度。整个半球的副热带地区均为负距平，尤以两大洋及非洲地区更明显，表明北半球副高偏弱。在欧亚地区主要呈两槽一脊型，东亚为一低槽，副热带锋区比 1 类雨型向南扩展，西太平洋副高一般偏弱且位置偏东或稍偏南。东亚－西太平洋地区从高纬到低纬也呈现出一个弱的“－＋－”的遥相关距平型。

3 类雨型：如图 11.3(b)所示，该型主要距平槽脊的位相分布与 1 类雨型几乎相反，其中尤以东亚地区更为明显。而整个半球的低纬地区以正距平为主，表明副热带高压一般亦偏强，但位置偏南。从欧亚西风带到东南亚副热带地区，500hPa 高度距平的正负中心呈很有规律的“＋－＋”的波列分布。它与 1、2 类雨型，特别是 1 类雨型的形势形成鲜明的对照。这类雨型形势的最主要特点是，东西伯利亚地区多阻塞形势，东亚锋区有明显的分支现象，其南支西风带显著偏南偏强，西太平洋副高一般偏强，但位置异常偏南。

上述特征可以从图 11.4 更清楚地看出。图 11.4 中的 1，2，3 分别是三类雨型年 7～8 月沿 110～140°E 的平均地转风距平廓线，1 类雨型与 3 类雨型截然相反，而 2 类雨型则居其两者之间，说明 1 类雨型东亚中纬度西风明显偏强，盛行纬向环流；3 类雨型东亚中纬度西风明显偏弱，经向环流发展。

综上所述可以看出，中国夏季 3 类雨型的环流差异十分明显，1 类雨型对应典型的“－＋－”的东亚遥相关距平型，亚洲中纬度西风明显偏强，东亚地区无阻塞形势发展，副热带锋区北抬，西太平洋副热带高压位置偏北。3 类雨型则截然相反，对应典型的“＋－＋”的东亚遥相关距平型，亚洲中纬度西风异常偏弱，东亚地区阻塞形势显著发展，西风明显分支，南支锋区南压，西太平洋副热带高压位置偏南。2 类雨型正好介于 1 类和 3 类雨型之间，东亚地区表现为弱的“－＋－”的遥相关距平型，但位相较 1 类偏南，亚洲中纬度西风较 1 类偏弱但较 3 类偏强，西太平洋副

热带高压位置较 1 类偏南但较 3 类偏北，基本接近常年或稍偏北。

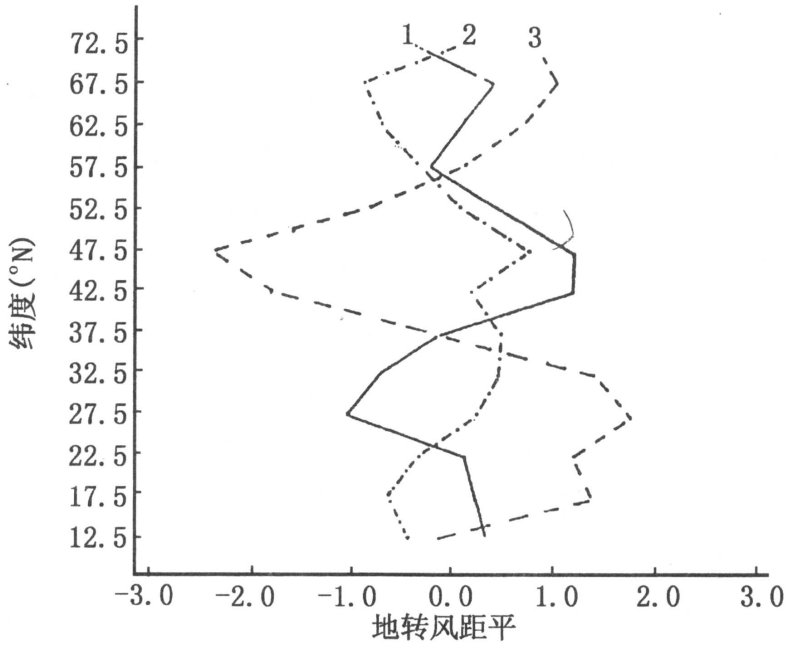


图 11.4 夏季三类雨型年 7～8 月沿 110～140°E 平均地转风距平廓线

§11.2 影响中国夏季降水的物理因子

11.2.1 影响中国夏季降水的基本物理因素

众所周知，影响中国汛期降水的因素比较多，也非常复杂。赵振国曾经总结他人和本人的预报经验和研究成果，把它归纳为 10 个方面，即海温(ENSO 现象)、冰雪覆盖、地温、亚洲季风、青藏高原、西太平洋副热带高压、中纬度阻塞高压、准两年振荡(QBO)、三大涛动、太阳活动(图 11.5)，另外还有天文和地球物理因素等。这些因素与中国夏季降水的基本关系表现为：赤道东太平洋海温偏高对应中国夏季主要雨带位置偏南，赤道东太平洋海温偏低对应中国夏季主要雨带位置偏北；冬春季东亚地区多雪、青藏高原少雪对应中国夏季主要雨带偏北、长江流域少雨，冬春季东亚地区少雪、青藏高原多雪对应中国夏季主要雨带偏南、长江流域多雨；前期中国高地温区一般与夏季的多雨区相符合，低温区则多与少雨区相符合；亚洲夏季风偏强中国夏季主要雨带偏北，亚洲夏季风偏弱中国夏季主要雨带偏南；青藏高原位势高度偏高有利于中国夏季主要雨带北抬，青藏高原位势高度偏低有利于中国夏季主要

雨带南移;西太平洋副高位置偏北中国夏季主要雨带也相应偏北,西太平洋副高位置偏南中国夏季主要雨带也相应偏南;夏季东亚阻塞形势发展中国主要雨带偏南、长江流域多雨,夏季东亚无持续性阻塞形势出现中国主要雨带偏北、长江流域少雨;QBO 西风位相时中国夏季主要雨带偏北,东风位相时中国夏季主要雨带偏南;冬季南方涛动弱、北太平洋涛动强时中国夏季容易出现北方类雨型(即 1 类雨型),冬季南方涛动强、北太平洋涛动弱时中国夏季容易出现中间类雨型(即 2 类雨型);太阳黑子低值期夏季西太平副高和中国主要雨带偏北,太阳黑子高值期夏季西太平副高和中国主要雨带偏南。

11.2.2　影响中国夏季降水的主要物理因素

上面分析了影响中国夏季降水的基本因素,有十几个之多。进一

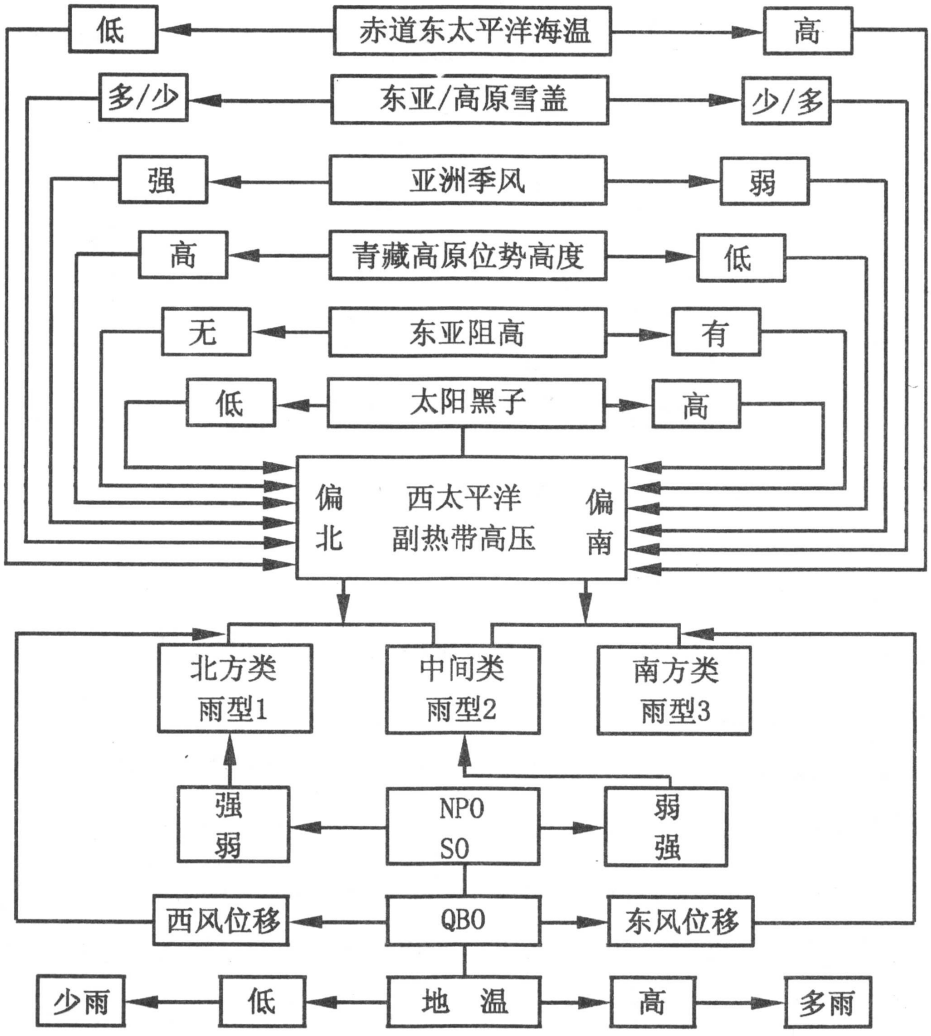


图 11.5　影响中国夏季降水的基本因素

步研究发现,在影响中国夏季降水的诸多因素中,主要物理因素可能有来自中国东西南北中 5 个方面(图 11.6):

①东面的海洋,反映赤道东太平洋和暖池海温异常,包括 El Nino 和 La Nina 现象;

②西面的青藏高原,反映高原积雪和位势高度异常;

③南面的季风,反映南半球和热带大气环流以及赤道辐合带的异常;

④北面的阻塞高压,反映中高纬度大气环流的异常,即冷空气活动的异常;

⑤中间的西太平洋副热带高压,反映副热带环流异常。

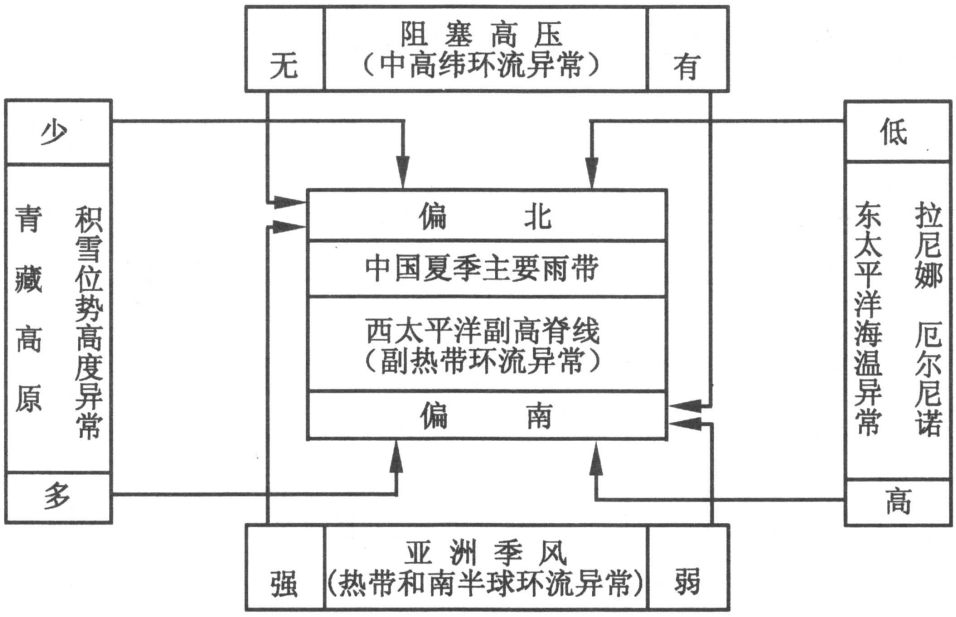


图 11.6 影响中国夏季降水的主要因素

11.2.2.1 ENSO 现象

计算了赤道东太平洋(0 ~ 10°S,180 ~ 90°W)、西风漂流区(35 ~ 45°N,160°E ~ 160°W)、黑潮区(25 ~ 35°N,125 ~ 150°E)、暖池区(20°N ~ 10°S,110 ~ 170°E)、印度洋区(15°N ~ 5°S,60 ~ 100°E)前期秋季、冬季、春季和夏季海温与中国夏季降水的相关,前后期的关系大体类似,基本关系如表 11.4 所示。当赤道东太平洋和印度洋海温偏高、西风漂流区和黑潮区及暖池区海温偏低,表现为 El Nino 位相的时候,中国夏季主要雨带偏南;反之,当赤道东太平洋和印度洋海温偏低、西风漂流区和黑潮区及暖池区海温偏高,表现为 La Nina 位相的时候,中国夏季主要雨带偏北。

表 11.4　各海温关键区与中国夏季降水的一般关系

	赤道东太平洋区	西风漂流区	黑潮区	暖池区	印度洋区	海温型	中国夏季雨带
海温	高	低	低	低	高	El Nino 型	偏南
距平	低	高	高	高	低	La Nina 型	偏北

图 11.7 和图 11.8 分别给出了夏季赤道东太平洋和西风漂流区海温距平差与北半球 500hPa 高度场和中国夏季降水的相关。由图不难发现，与北半球 500hPa 高度场的相关场上，东亚地区从高纬到低纬呈现出“+ - +”的遥相关型。与中国降水的相关，比较显著的负相关区位于华北到黄河流域一带，比较显著的正相关区是在长江流域一带，达到 0.05 信度以上的地区主要在河套附近和华北东部一带及长江流域。表 11.5 是 El Nino 年和 La Nina 年盛夏(7～8 月)西太平洋副高脊线和夏季中国雨型的统计结果。这些图、表表明：当赤道东太平洋海温偏高、西风漂流区海温偏低、或发生 El Nino 事件时，夏季东亚地区为“+ - +”的距平型，盛行经向环流，有利于阻塞形势发展，西太平洋副高位置偏南，使中国夏季主要季风雨带南移(2 类和 3 类雨型占 80%)，华北到河套一带少雨，长江流域多雨；反之，当赤道东太平洋海温偏低、西风漂流区海温偏高、或发生 La Nina 事件时，东亚地区为“- + -”的距平型，盛行纬向环流，不利于阻塞形势的发展，西太平洋副高位置偏北，使中国夏季主要雨带北抬(1 类和 2 类雨型占 75%)，华北到河套一带多雨，长江流域少雨。

表 11.5　El Nino 年和 La Nina 年盛夏(7～8 月)西太平洋副高脊线和夏季中国雨型

El Nino 年	盛夏副高脊线	夏季中国雨型	La Nina 年	盛夏副高脊线	夏季中国雨型
1951～1952	27	3	1954	27	3
1953	29	1	1962	29	2
1957	29	2	1964	29	1
1963	29	2	1967	27	1
1965	24	2	1970～1971	29	2
1968～1969	26	3	1973～1974	22	3
1972	26	2	1975	31	2
1976	28	1	1978	26	1
1979～1980	23	3	1981	27	1
1982～1983	22	3	1984～1985	30	2
1986～1987	26	3	1988	23	1
1991	25	2	1998～1999	30	3
1993	25	3			
1994	31	1			
1997	27	3			
	≤27：73%	2～3 类：80%		≥27：75%	1～2 类：75%

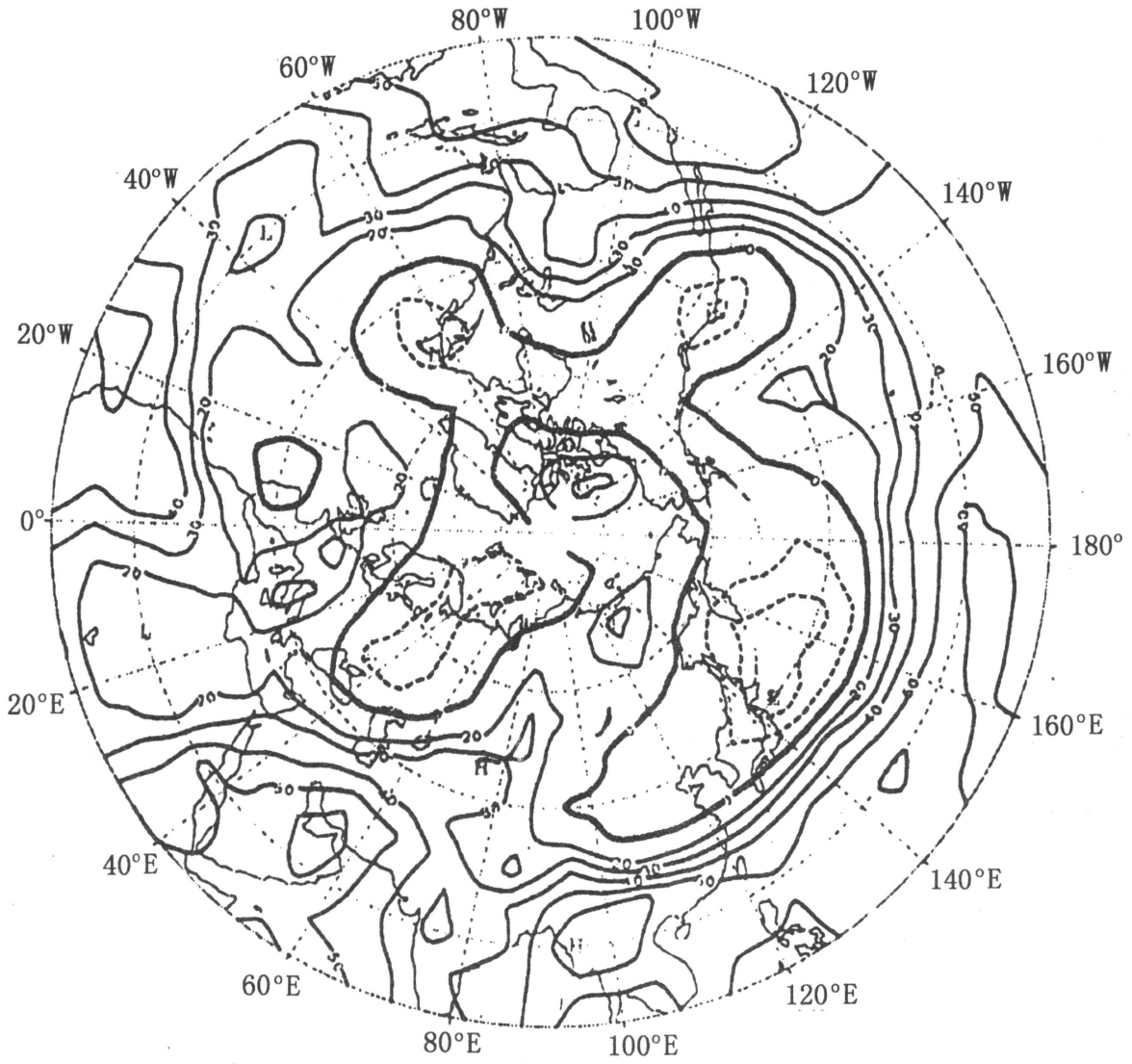


图 11.7 夏季赤道东太平洋与西风漂流区海温距平差与北半球 500hPa 高度场相关
(等相关系数间隔 10%,但 10%及 -10%略去,实线为正相关,虚线为负相关,粗线为 0。下同)

分析表明,ENSO 循环的不同阶段,即赤道东太平洋海温的增强位相和减弱位相,中国夏季降水的分布趋势不尽相同。图 11.9 是夏季与冬季赤道东太平洋海温距平差与中国夏季降水的相关,由图可见:黄河与长江之间的大部地区为正相关,华北到黄河中游一带及华南等地为反相关。这表明,从冬季到夏季,赤道东太平洋海温呈上升趋势,即 El Nino 发展位相或 La Nina 减弱位相,有利于江淮到黄淮一带多雨,华北、黄河中游和华南一带少雨,表现为南北少中间多的降水分布型;反之,从冬季到夏季,赤道东太平洋海温呈下降趋势,即 El Nino 减弱位相或 La Nina 发展位相,有利于江淮到黄淮一带少雨,华北、黄河中游和华南一带多雨,表现为南北多中间少的降水分布型。

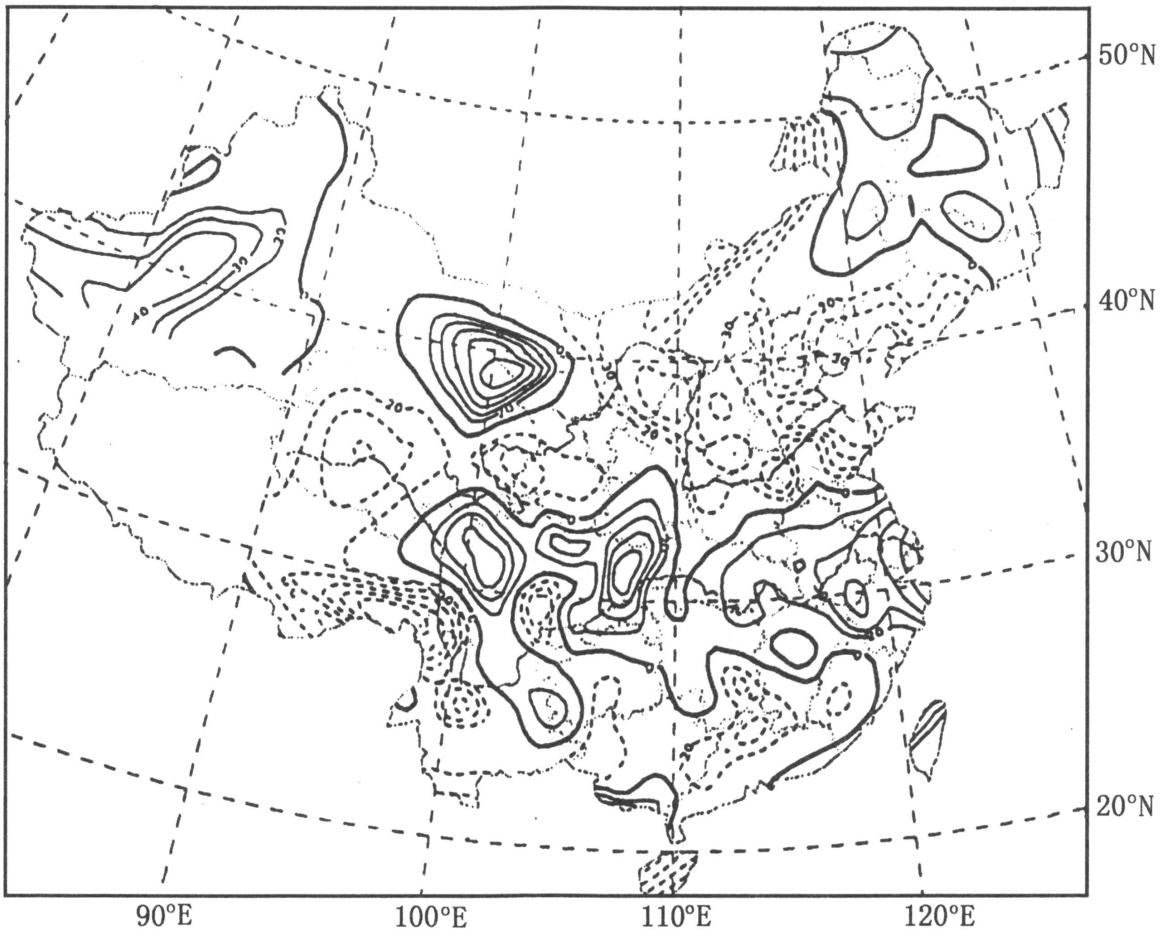


图 11.8　夏季赤道东太平洋与西风漂流区海温距平差与中国降水相关

11.2.2.2　青藏高原积雪

图 11.10 和 11.11 是冬季青藏高原积雪日数与夏季北半球 500hPa 高度场和中国降水的相关。在北半球 500hPa 高度场的相关图上，东亚地区从高纬到低纬表现为“+ - +”的遥相关型。在中国降水的相关图上，长江流域为正相关，达到 0.05 显著水平的相关区主要在江南北部的部分地区。表 11.6 是青藏高原冬季多雪年和少雪年盛夏(7～8 月)西太平洋副高脊线位置和中国夏季主要雨型的情况。上述图、表反映的共同特点是：当冬季青藏高原多雪时，夏季东亚地区容易出现“+ - +”的距平型，经向环流盛行，有利于阻塞形势的发展，西太平洋副高位置偏南，致使中国夏季主要季风雨带南移(2～3 类雨型占 70%)，长江流域多雨。反之，当冬季青藏高原少雪时，夏季东亚地区往往表现为“- + -”的距平型，纬向环流盛行，不利于阻塞形势发展，西太平洋副高位置偏北，致使中国夏季主要季风雨带北抬(1～2 类雨型占 75%)，长江流域少雨。

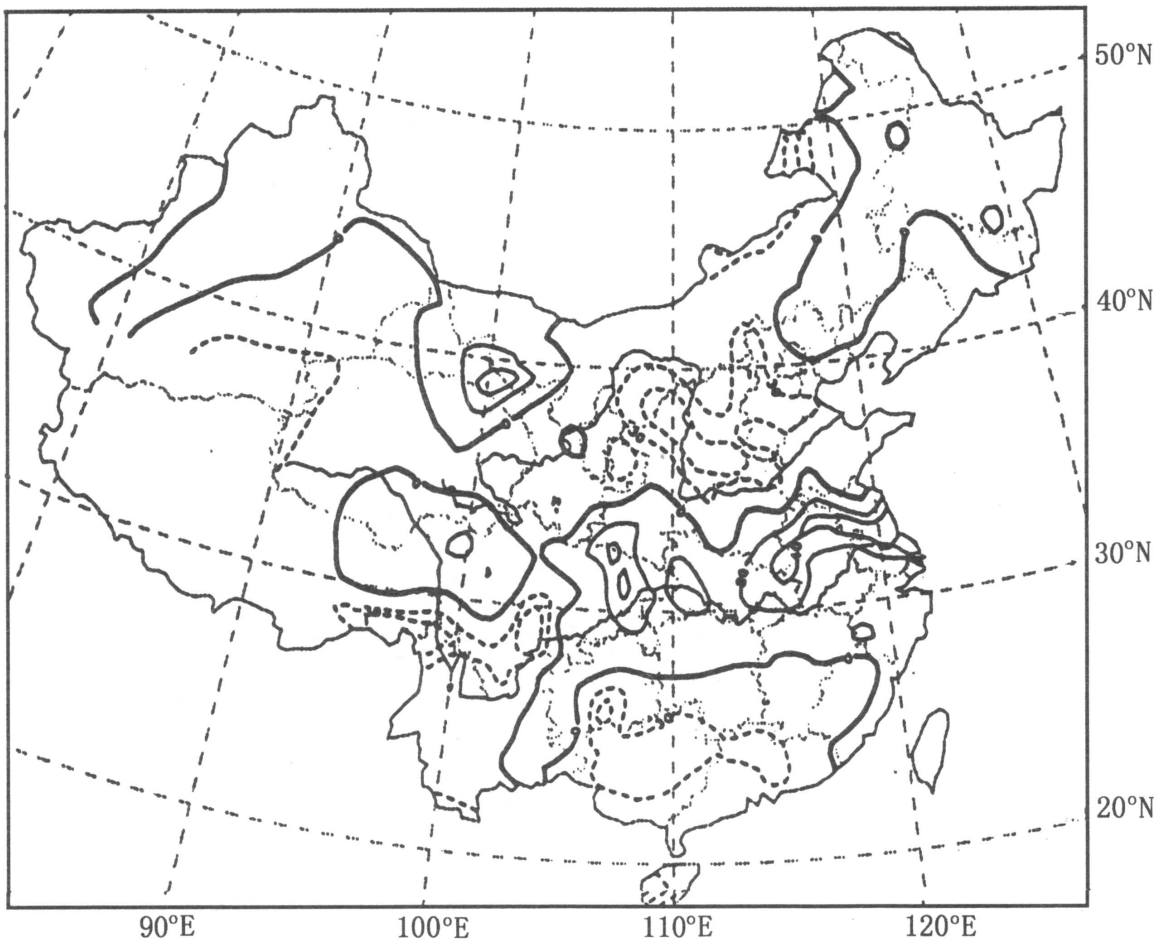


图 11.9 夏季与冬季赤道东太平洋海温距平差与中国夏季降水相关

表 11.6 青藏高原冬季多雪年和少雪年盛夏(7～8 月)西太平洋副热带高压脊线位置和中国雨型

冬季高原多雪年	盛夏副高脊线	夏季中国雨型	冬季高原少雪年	盛夏副高脊线	夏季中国雨型
1965～1966	29	1	1961～1962	29	2
1967～1968	25	3	1962～1963	27	2
1972～1973	29	1	1963～1964	29	1
1974～1975	31	2	1964～1965	24	2
1977～1978	26	1	1966～1967	27	1
1979～1980	23	3	1968～1969	26	3
1981～1982	24	2	1969～1970	28	3
1982～1983	22	3	1970～1971	29	2
1983～1984	27	2	1971～1972	26	2
1984～1985	30	1	1973～1974	22	3
1985～1986	23	3	1975～1976	28	1
1986～1987	26	3	1976～1977	24	1
1988～1989	22	2	1978～1979	26	2
1989～1990	26	2	1980～1981	27	1
1990～1991	25	2	1987～1988	23	1
1992～1993	25	3	1991～1992	28	1
	偏南:70%	2～3 类:70%		偏北:75%	1～2 类:75%

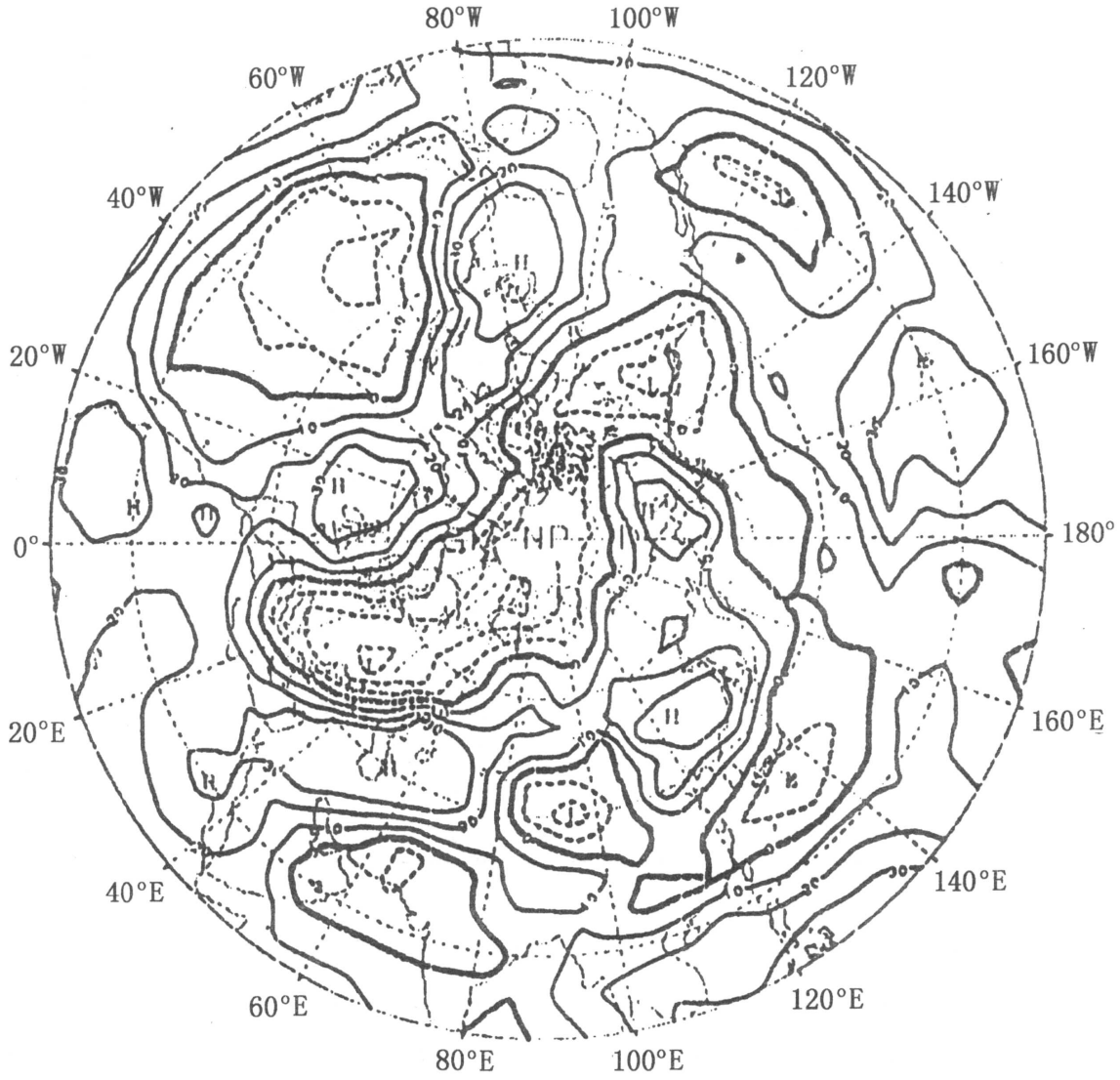


图 11.10　冬季青藏高原积雪日数与夏季北半球 500hPa 高度场相关

11.2.2.3　亚洲季风

从南亚夏季风指数与北半球 500hPa 高度场和中国降水的相关图上(图 11.12 和图 11.13)可见:与 500hPa 高度场的相关,东亚地区从高纬到低纬是“－＋－”的遥相关型。与中国降水的相关,长江流域为明显的负相关区。南海季风爆发日期、西太平洋热带对流活动和赤道辐合带的强度与北半球 500hPa 高度场的相关,东亚地区分别是“＋－＋”、“－＋－”、“－＋－”的遥相关型;与中国降水的相关,长江流域为显著的正相关、负相关、负相关(图略)。表 11.7、表 11.8、表 11.9、表 11.10 和表 11.11 分别列出了南海季风爆发日期早晚年、南亚季风强弱年、西太平洋热带对流活动强弱年和台风多少年(赤道辐合带强弱年)夏季西太平洋副热带高压脊线位置和中国雨型的情况。上述统计结果表明:当南海季风爆

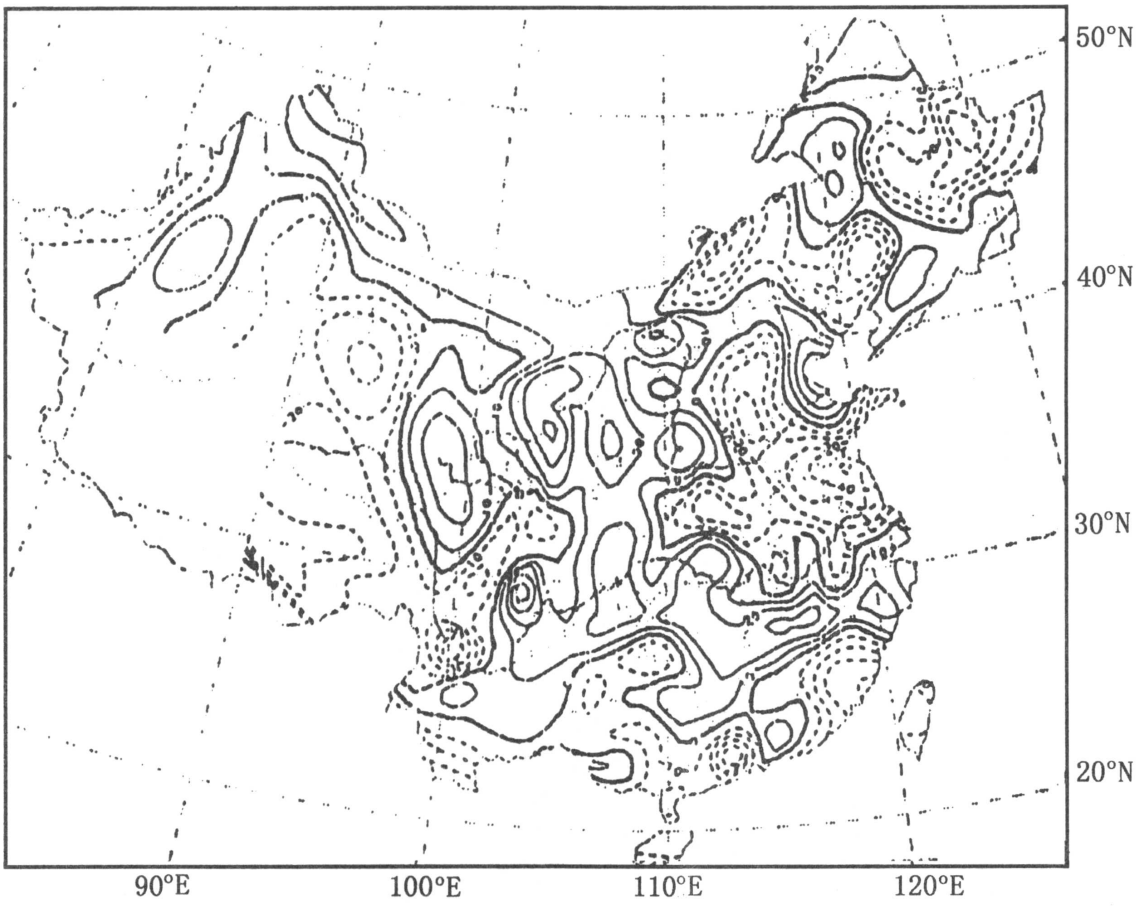


图 11.11 冬季青藏高原积雪日数与中国夏季降水相关

发晚、南亚夏季风和西太平洋热带对流活动弱、赤道辐合带不活跃(台风少)时,夏季东亚地区常常出现"+ - +"的距平型,经向环流占优势,有利于阻塞形势的发展,西太平洋副高位置偏南,中国夏季主要季风雨带南移(2~3类雨型分别占67%,78%,90%,77%),长江流域多雨。反之,当南海季风爆发早、南亚夏季风和西太平洋热带对流活动强、赤道辐合带活跃(台风多)时,夏季东亚地区常常出现"- + -"的距平型,纬向环流占优势,不利于阻塞形势发展,西太平洋副高位置偏北,中国夏季主要季风雨带北抬(1~2类雨型分别占70%,67%,89%,82%),长江流域少雨。季风及热带环流系统与中国夏季降水的一般关系列于表11.9中。

表 11.7 南海季风爆发早、晚年夏季西太平洋副热带高压脊线和中国雨型

早爆发年	1979	1980	1981	1984	1985	1986	1989	1990	1994	1996	
副高脊线	24	22	25	24	27	22	22	25	27	24	≥24°N:70%
中国雨型	2	3	1	2	1	3	2	2	1	3	1~2类:70%
晚爆发年	1982	1983	1987	1988	1991	1992	1993	1995	1997		
副高脊线	22	20	23	22	24	25	22	24	23		≥24°N:89%
中国雨型	2	3	3	1	2	1	3	1	3		2~3类:67%

表 11.8　夏季南亚季风强、弱年西太平洋副热带高压脊线和中国雨型

季风强年	1980	1981	1984	1985	1986	1990	1992	1993	1994	
副高脊线	22	25	24	29	22	25	25	22	27	≥24°N:67%
中国雨型	3	1	2	1	3	2	1	3	1	1~2类:67%
季风弱年	1982	1983	1987	1988	1989	1991	1995	1996	1997	
副高脊线	22	20	23	22	22	24	24	24	25	≥24°N:89%
中国雨型	2	3	3	1	2	2	1	3	3	2~3类:78%

表 11.9　冬季西太平洋热带对流活动强、弱年夏季西太平洋副热带高压脊线和中国雨型

对流强年	1981	1984	1985	1988	1989	1991	1994	1995	1997		
副高脊线	25	24	27	22	22	24	27	24	25		≥24°N:78%
中国雨型	1	2	1	1	2	2	1	1	3		1~2类:89%
对流弱年	1980	1982	1983	1986	1987	1990	1992	1993	1996	1998	
副高脊线	22	22	20	22	23	25	25	22	24	23	≥24°N:80%
中国雨型	3	2	3	3	3	2	1	3	3	3	2~3类:90%

表 11.10　季风及热带环流系统与夏季东亚环流和中国降水的一般关系

季风及热带环流	南海季风爆发日期	南亚夏季风强度	夏季西太平洋热带对流活动	夏季赤道辐合带	夏季东亚遥相关距平型	中国夏季雨带	长江流域降水
特征 1	晚	弱	弱	弱	+ − +	偏南	多
特征 2	早	强	强	强	− + −	偏北	少

表 11.11　夏季多台风年和少台风年西太平洋副热带高压脊线及中国雨型

多台风年	副高脊线	中国雨型	少台风年	副高脊线	中国雨型
1955	25	3	1951	25	3
1958	22	1	1952	25	3
1960	26	1	1953	26	1
1961	27	1	1954	24	3
1962	26	2	1956	25	2
1964	27	1	1957	25	2
1965	23	2	1959	24	1
1966	25	1	1963	25	2
1967	24	1	1969	23	3
1968	22	3	1975	28	2
1970	25	3	1976	26	1
1971	27	2	1977	23	1
1972	24	2	1979	24	2
1973	25	1	1980	22	3
1974	22	3	1982	22	2
1978	25	1	1983	20	3
1981	25	1	1984	24	2
1985	27	1	1986	22	3
1989	22	2	1987	23	3
1990	25	2	1988	22	1
1992	25	1	1991	24	2
1994	27	1	1993	22	3
			1995	24	1
			1996	24	3
			1997	25	3
			1998	23	3
	≥24°N:0.77	1~2类:0.82		≥24°N:0.65	2~3类:0.77

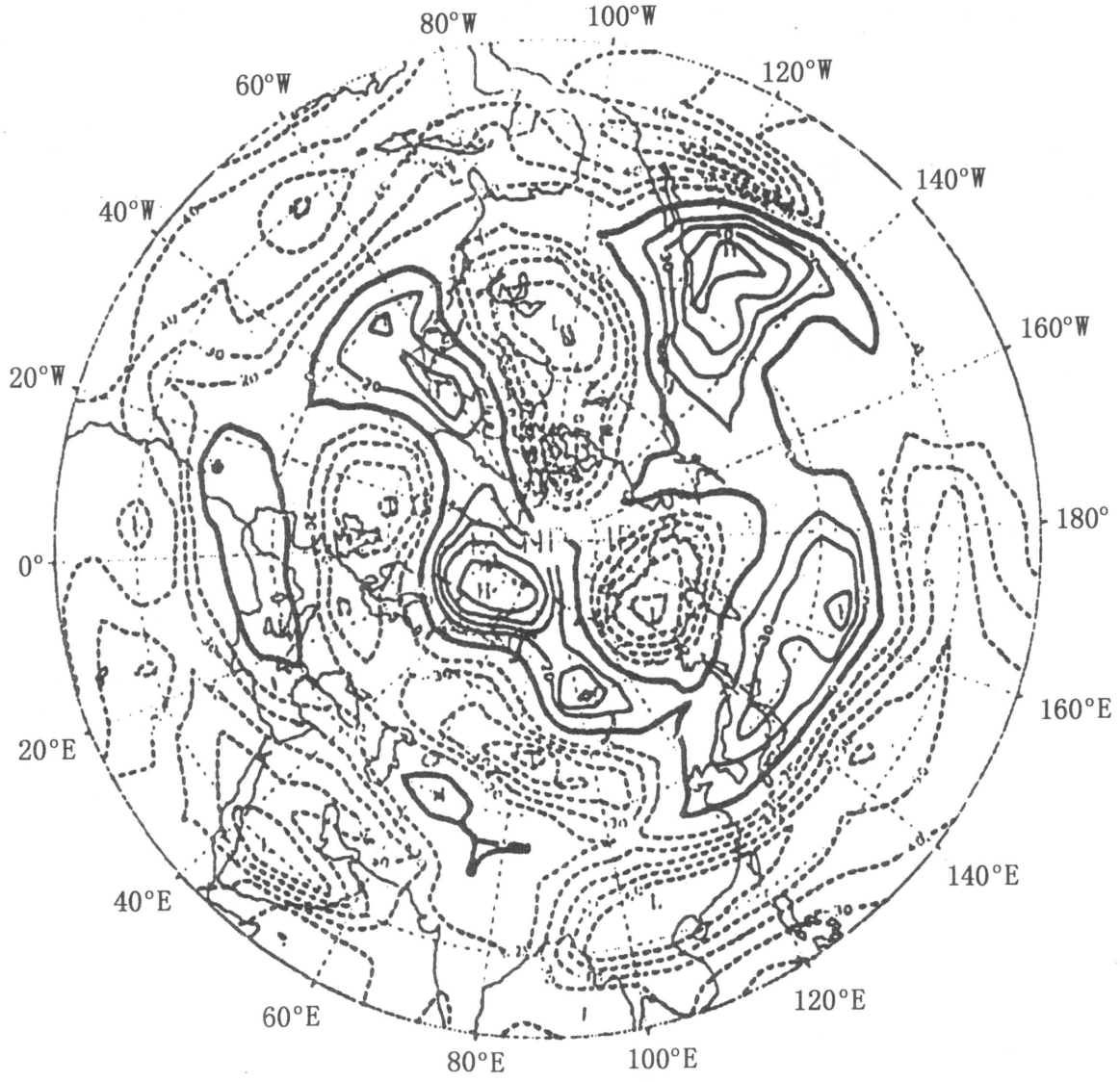


图 11.12　南亚夏季风指数与北半球 500hPa 高度场相关

11.2.2.4　东亚阻塞高压

从 7 ~ 8 月 500hPa 高度场以 55°N, 125°E 为基点的相关图上(图 11.15)不难发现,东亚地区是明显的"+ - +"的遥相关型。由 7 月东亚阻高区(50 ~ 60°N, 100 ~ 140°E)500hPa 高度距平与中国降水的相关(图 11.14)可以看到,长江流域为显著的正相关区。表 11.12 给出了 7 月东亚有阻高年 7 月西太平洋副热带高压脊线和中国夏季雨型,表明当夏季东亚地区阻塞形势持续发展时,东亚地区为典型的"+ - +"的距平型,中纬度西风异常偏弱,南支锋区明显南压,西太平洋副热带高压异常偏南,导致中国夏季主要季风雨带偏南,长江流域多雨,出现 3 类雨型(100%)。反之,当夏季东亚地区无持续性阻塞形势出现,东亚地区为典

型的“－＋－”的距平型，中纬度西风偏强，锋区北抬，西太平洋副热带高压偏北，导致中国夏季主要季风雨带偏北，长江流域少雨。

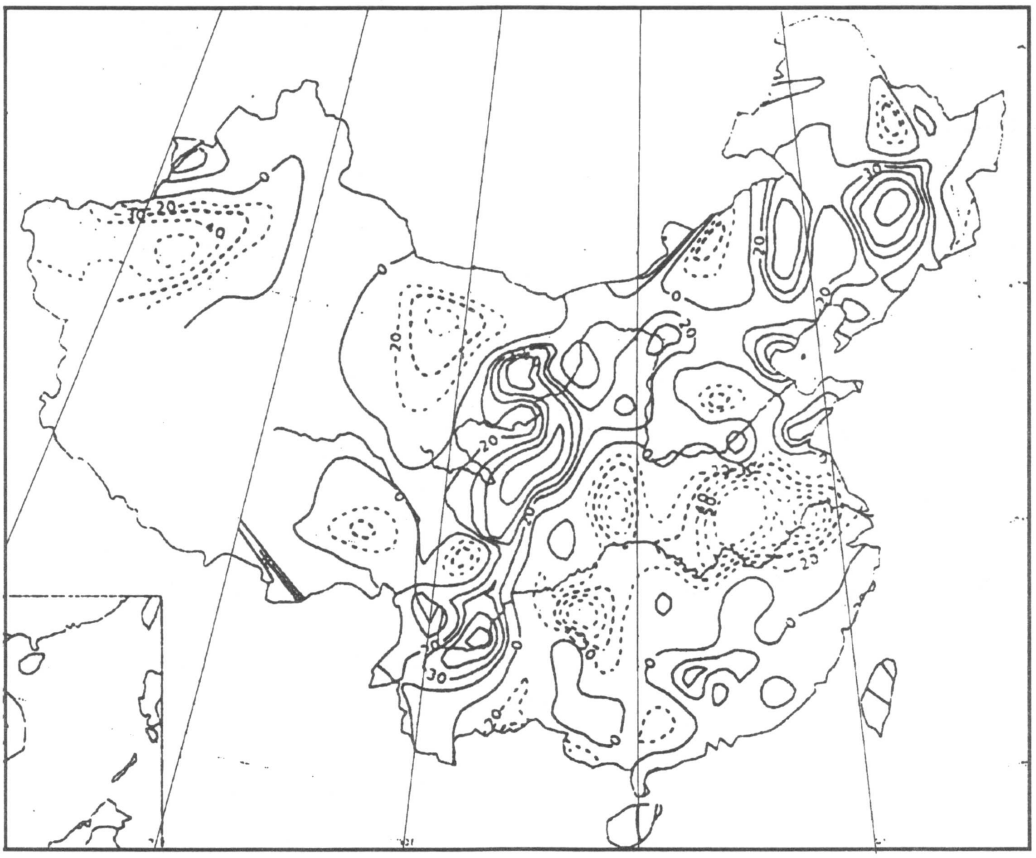


图 11.13　南亚夏季风指数与中国降水相关

表 11.12　7 月东亚有阻高年 7 月西太平洋副热带高压脊线和中国夏季雨型

有阻高年	1954	1968	1969	1970	1974	1980	1986	1993	1996	1998	1999	
副高脊线距平	－4	－6	－2	－3	－1	－2	－1	－3	(2)	－3	－3	偏南:91%
中国夏季雨型	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3类:100%

11.2.2.5　西太平洋副高

从图 11.16 夏季西太平洋副热带高压脊线与北半球 5000hPa 高度场的相关清楚地看到，东亚地区从北到南为一明显的“－＋－”的遥相关型。在图 11.17 夏季西太平洋副热带高压脊线与中国降水的相关场上，长江流域表现为著显的负相关。这表明：当夏季西太平洋副高位置偏南的情况下，东亚地区为“＋－＋”的距平型，中国夏季主要季风雨带偏南，长江流域多雨。反之，当夏季西太平洋副高位置偏北的情况下，东亚地区为“－＋－”的距平型，中国夏季主要季风雨带偏北，长江流域少雨。

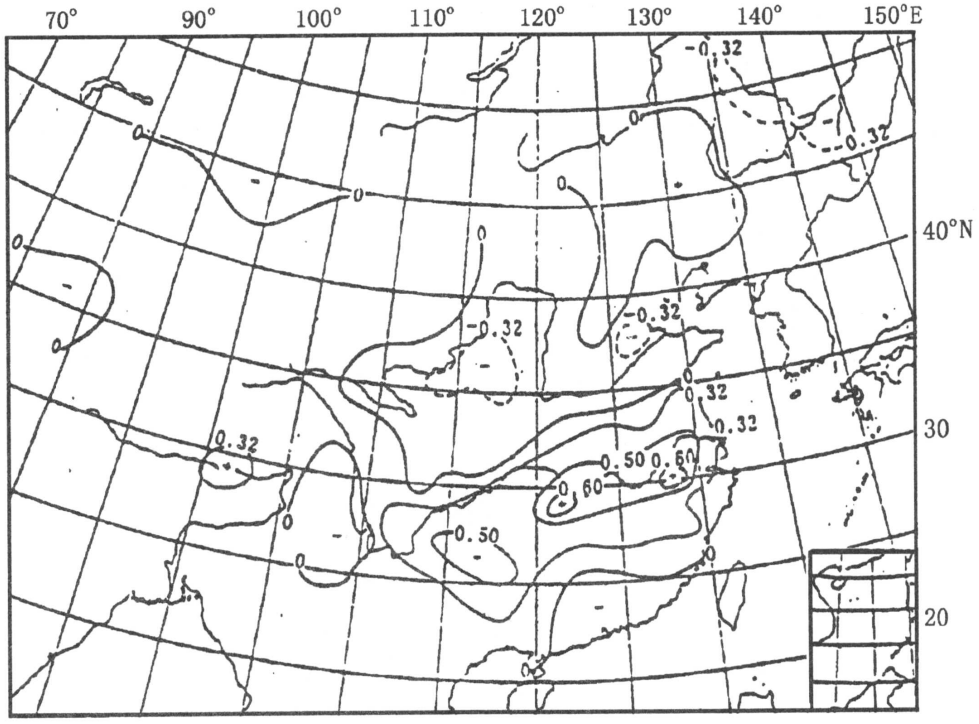


图 11.14　7 月东亚阻高区(50～60°N,100～140°E)500hPa 高度距平与中国降水的相关

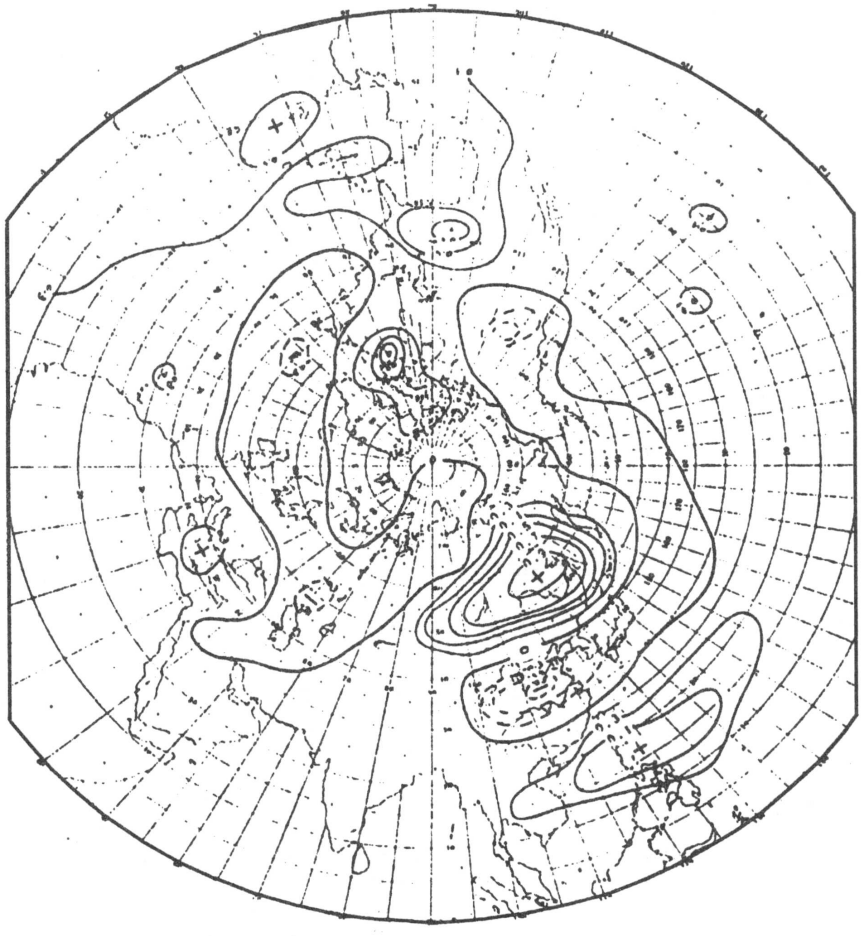


图 11.15　7～8 月 500hPa 高度场以 55°N、125°E 为基点的相关图

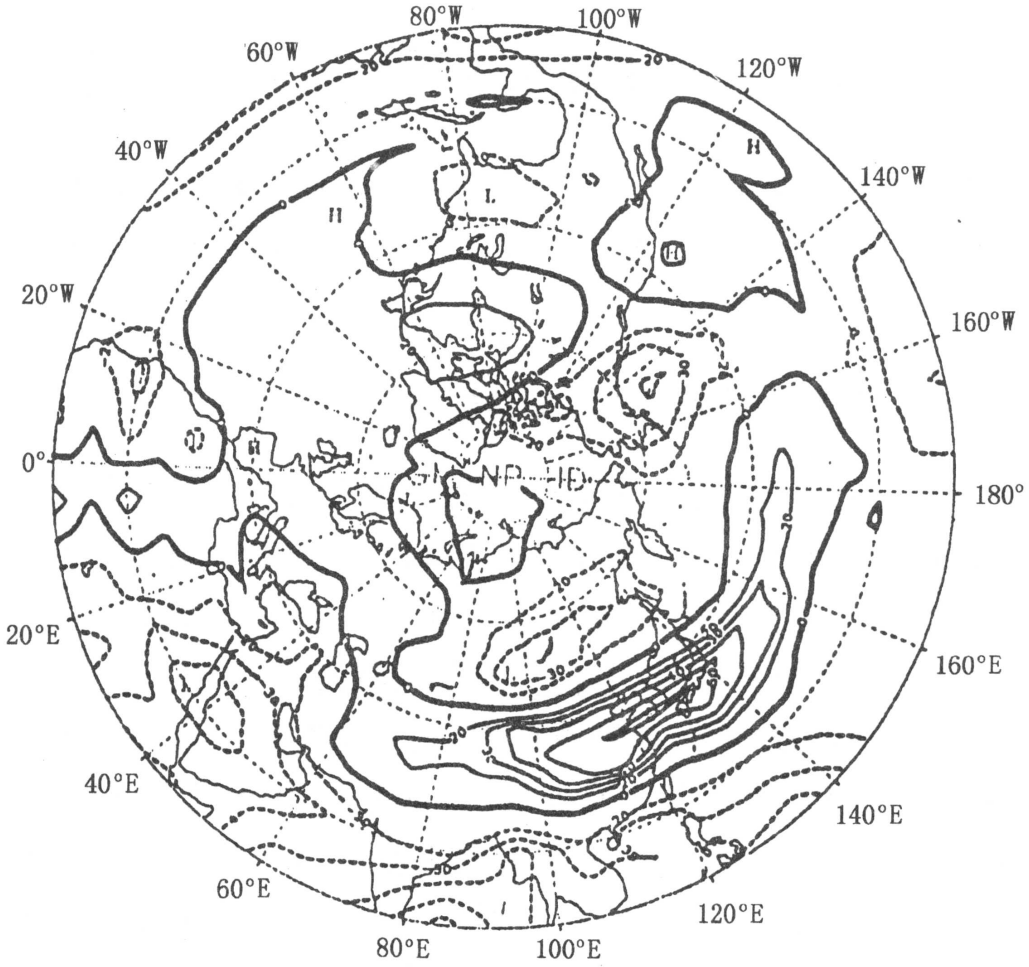


图 11.16　夏季西太平洋副热带高压脊线位置与北半球 500hPa 高度场相关

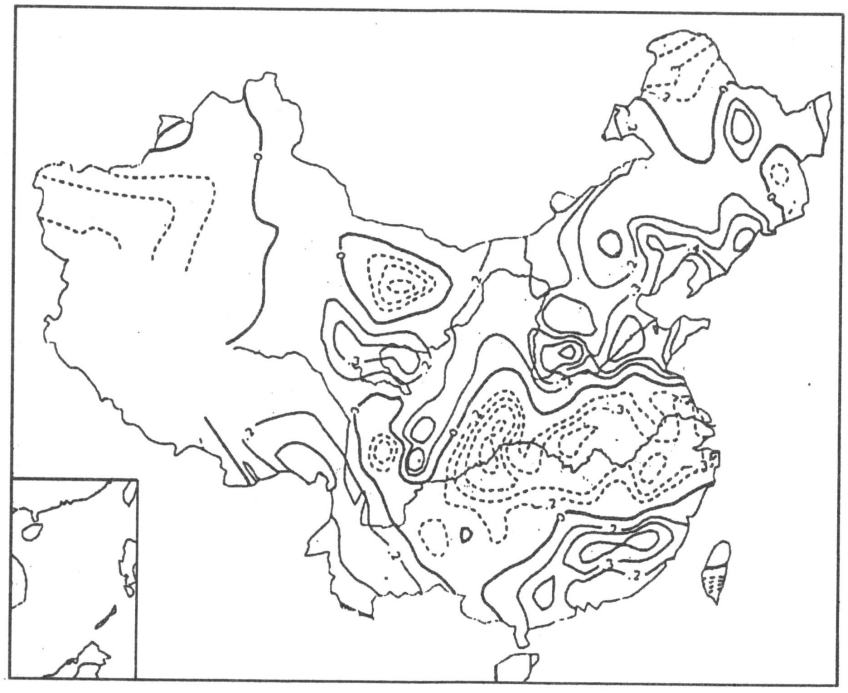


图 11.17　夏季西太平洋副热带高压脊线位置与中国降水相关

§11.3 影响中国夏季降水主要物理因素的相互关系

上述五大因素的的相互关系主要表现在:具有基本一致的年代际振荡趋势,具有基本类似的夏季东亚遥相关型和基本相似的夏季中国降水分布型。

11.3.1 基本一致的年代际振荡趋势

从赤道东太平洋海温、青藏高原冬季积雪日数、亚洲季风指数、7月东亚阻塞高压指数、西太平洋副热带高压指数的累积距平曲线(图略)发现,它们存在着大体一致的年代际振荡趋势,其结果如表11.13所示。50年代到70年代末,占优势的气候状态是:赤道东太平洋海温偏低,青藏高原冬春少雪,亚洲季风偏强,夏季东亚阻塞高亚出现的频率相对较低,西太平洋副热带高亚偏弱(偏北);70年代末以后,气候状态的的主要特点与70年代末以前基本相反。70年代末是一次明显的气候突变期。目前正处在后一个阶段,是有利于长江流域多雨洪涝的下垫面和东亚大气环流背景。长江中下游和江南地区已连续6~7年多雨,为近50年来所罕见。

表11.13 主要影响因素基本一致的年代际振荡趋势

主要影响因素	赤道东太平洋海温	青藏高原冬春积雪	亚洲季风	东亚阻高出现频率	西太平洋副热带高压	中国夏季主要雨带	长江流域夏季降水
70年代末以前	低	少	强	低	弱(北)	偏北	少雨期
70年代末以后	高	多	弱	高	强(南)	偏南	多雨期

11.3.2 基本类似的夏季东亚遥相关型

根据赤道东太平洋(西风漂流区、黑潮区、暖池区、印度洋区)海温、青藏高原冬春积雪日数、亚洲夏季风(南海季风爆发日期、热带对流活动、赤道辐合带)指数、7月东亚阻塞高压指数、夏季西太平洋副热带高压脊线与夏季北半球500hPa高度场的相关(表11.14),可以发现“+ - +”(“ - + -”、“ - + -”、“- + -”、“ + - +”)、“ + - +”、“ - + -”(“ + - +”、“ - + -”、“ - + -”)、“ + - +”、“ - + -”的东亚遥

相关型。即：当赤道东太平洋海温偏高（西风漂流区、黑潮区和暖池区海温偏低、印度洋海温偏高）- El Nino 位相、青藏高原冬春多雪、亚洲季风偏弱（南海季风爆发晚、热带对流活动和赤道辐合带均偏弱）、夏季东亚地区阻塞形势发展、西太平洋副高位置偏南时，夏季东亚地区呈现出“+ - +”的距平波列，东亚中纬度地区西风分支，经向环流发展，锋区南压，冷暖气流主要交汇在长江流域及以南地区，是形成长江流域多雨洪涝的东亚环流型。反之亦然。

表 11.14　主要影响因素基本类似的夏季东亚遥相关型和中国降水分布型

主要影响因素	赤道东太平洋海温	青藏高原冬春积雪	亚洲季风	夏季东亚阻塞高压	西太平洋副热带高压	夏季东亚遥相关距平型	中国夏季降水分布型
特征 1	高	多	弱	有	南	+ - +	雨带偏南型
特征 2	低	少	强	无	北	- + -	雨带偏北型

11.3.3　基本相似的夏季降水分布型

赤道东太平洋（西风漂流区、黑潮区、暖池区、印度洋区）海温、青藏高原冬春积雪、亚洲夏季风（南海季风爆发日期、热带对流活动、赤道辐合带）指数、7 月东亚阻塞高压指数、夏季西太平洋副热带高压脊线与中国夏季降水的相关（表 11.14），清楚地表明了这些因素的异常都会形成基本相似的中国夏季降水分布型：即当赤道东太平洋海温偏高（西风漂流区、黑潮区和暖池区海温偏低、印度洋海温偏高）- El Nino 位相、青藏高原冬春多雪、亚洲季风偏弱（南海季风爆发晚、热带对流活动和赤道辐合带均偏弱）、夏季东亚地区阻塞形势发展、西太平洋副高偏南时，中国夏季主要雨带偏南，长江流域容易多雨。反之，中国夏季主要雨带偏北，长江流域容易少雨。

§11.4　长江流域夏季多雨洪涝成因

上述分析表明，长江流域夏季多雨洪涝的主要原因是：赤道东太平洋海温偏高或发生 El Nino 事件，青藏高原冬春季多雪，亚洲季风偏弱，夏季东亚阻塞形势持续发展，西太平洋副高位置偏南。但具体分析近 50 年来 15 个长江多雨洪涝年的成因，每一年的洪涝成因不尽相同，结

果如表 11.15 所示。由表可见：

①在 15 个长江多雨洪涝年中，5 个因子共同起作用的只有 2 年，占 13%；4 个因子起作用的有 6 年，占 40%；3 个因子起作用的有 4 年，占 27%；2 个因子起作用的有 3 年，占 20%。这表明：仅极少数年份是上述 5 大因素共同作用造成了长江流域的多雨或严重洪涝，如 1987、1998 年；但大部分多雨洪涝年上述 5 大因素的作用并不完全一致，即同一年有些因素反映长江多雨，另一些因素则可能反映长江少雨，也就是说大部分多雨洪涝年都不是 5 大因素共同作用而是多数或部分因素综合影响的结果，有些年的多雨洪涝则是少数因素影响甚至是个别因素起了主导作用，如 1954、1999 年主要是中纬度环流异常、东亚阻塞高压的发展导致了长江流域的洪涝。

②在 15 个多雨洪涝年中，海温和青藏高原积雪起作用的各占 53%，亚洲季风起作用的占 67%，东亚阻高起作用的占 80%，西太平洋副高起作用的占 93%。这说明：西太平洋副热带高压南北位置和东亚阻塞高压与长江流域夏季降水的关系最好，其次是季风，海温和积雪与长江流域夏季降水的关系则比较复杂。

表 11.15　长江流域夏季多雨洪涝年成因

多雨洪涝年	赤道东太平洋海温	高原冬春积雪	亚洲夏季风	东亚有阻高月	夏季副高位置	主要多雨月份	主要影响因素
1952	(高)		(弱)			7,8	海温、季风
1954				7	南	6,7	阻高、副高
1955		多	(弱)		南	6,8	积雪、季风、副高
1969	高		弱	7	南	6,7,8	海温、季风、阻高、副高
1970			弱	7	南	6,7	季风、阻高、副高
1974			(弱)	7	南	7	季风、阻高、副高
1980	(高)	(多)		7,8	南	6,7,8	海温、积雪、阻高、副高
1983	高	多	弱		南	6,7	海温、积雪、季风、副高
1986		(多)		6,7	南	6,7	积雪、阻高、副高
1987	高	多	弱	8	南	7,8	海温、积雪、季风、阻高、副高
1991	高		弱	7	南	6,7,8	海温、季风、阻高、副高
1993	高	多		7	南	6,7	海温、积雪、阻高、副高
1996		(多)	弱	7	南	6,7,8	积雪、季风、阻高、副高
1998	(高)	多	弱	6,7,8	南	6,7,8	海温、积雪、季风、阻高、副高
1999				7	(南)	6,7,8	阻高、副高
	53%	53%	67%	80%	93%		

由上述可以得到两点有益的启示：第一，要加强主导因素的研究。由于影响因素的多样性，相互关系的复杂性，信号强弱的差异性，每年各种因

素及其前兆信号的反映不可能完全一样，主导因素也不可能相同，所以必须进一步深入研究海温、积雪、季风、阻高、副高等因素之间的相互关系，下大力气研究影响中国汛期降水的主导因素，只有这样才能提高物理决策的能力。近几年来一直是围绕影响中国汛期降水的物理因素这样一个主题，沿着图 11.18 所表示的基本思路一步一步地深化研究工作：第一步分析影响中国汛期降水的 10 多个基本因素，第二步在前一步的基础上研究影响中国汛期降水的 5 个主要因素及其相互关系，第三步在前两步的基础上探讨影响中国汛期降水的主导因素。第二，要加强东亚大气环流特别是中纬度环流异常的研究。进一步深入研究季风、副高、阻高与中国夏季降水的关系及预测技术，长江流域汛期多雨洪涝年有 80%都与东亚阻塞高压密切相关，东亚阻高可能是影响长江流域夏季旱涝的主导因素之一。阻高是过去工作的弱点，也是研究工作的难点，但又是预报工作的重点，所以必须下大力气研究阻塞高压的形成机制和预测技术。

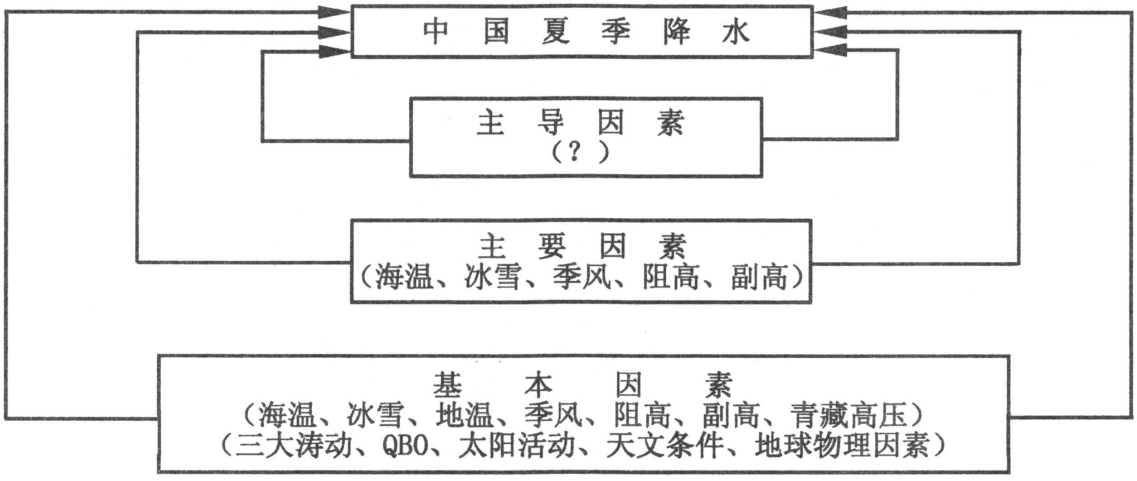


图 11.18　研究影响中国夏季降水主导因素的基本思路

§11.5　中国夏季降水预测

综合上述分析，初步形成了中国夏季降水预测综合概念模型，如图 11.19所示，基本思路是：赤道东太平洋和印度洋海温偏高、西风漂流区和黑潮区及暖池地区海温偏低、El Nino 位相 – 冬春季青藏高原多雪 – 南海季风爆发晚、夏季亚洲季风和热带对流活动及赤道辐合带偏弱 – 夏季东亚地区阻塞形势持续发展 – 夏季西太平洋副高偏南 – 夏季

东亚地区从高纬到低纬维持“+ - +”的遥相关距平型 - 中国夏季主要雨带位置偏南，长江流域多雨洪涝。1998 年这 5 大因素都出现了有利于长江多雨的异常情况，在它们的共同作用下，长江发生了全流域性的严重洪涝灾害。反之，赤道东太平洋和印度洋海温偏低、西风漂流区和黑潮区及暖池地区海温偏高、La Nina 位相 - 冬春季青藏高原少雪 - 南海季风爆发早、夏季亚洲季风和热带对流活动及赤道辐合带偏强 - 夏季东亚地区无持续性阻塞形势发展 - 夏季西太平洋副高偏北 - 夏季东亚地区从高纬到低纬维持“- + -”的遥相关距平型 - 中国夏季主要雨带位置偏北，长江流域少雨干旱。

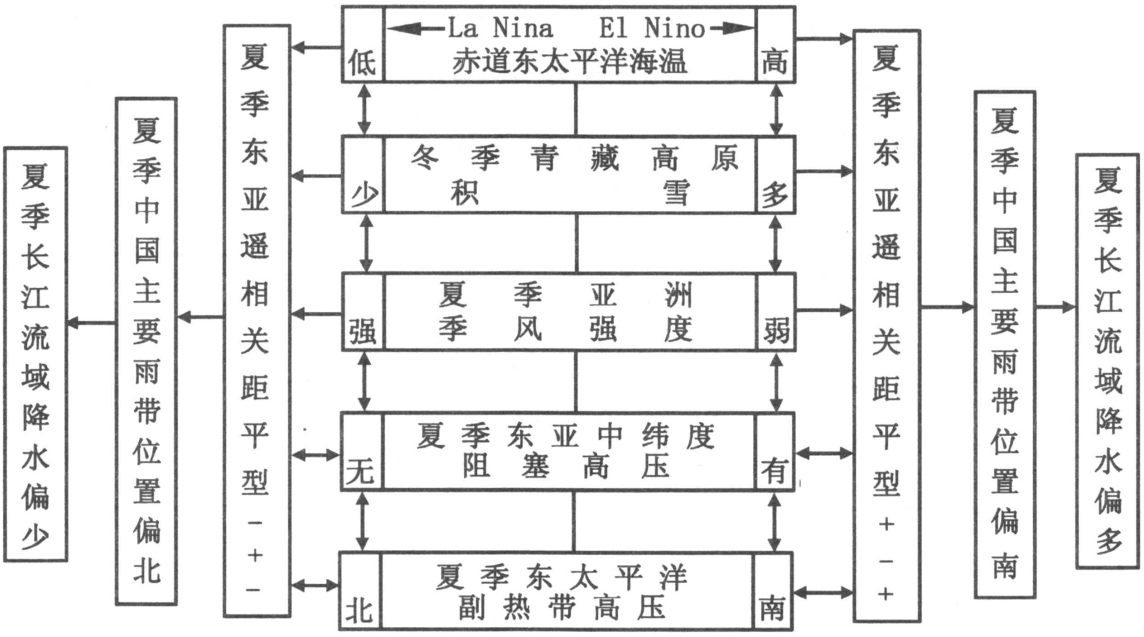


图 11.19 中国夏季降水预测综合模型

上述五大因素中，海温和积雪是具有前兆意义的预测信号，如前所述，可根据前期赤道东太平洋等关键海区海温的高、低和 ENSO 的循环位相及青藏高原积雪的多少直接作出夏季东亚环流和中国降水趋势预测，这是最常用的预报思路。但亚洲季风、东亚阻高和西太平洋副高，既是预报因子，又是预报量，所以本身也有一个预报的问题，在实际预报中，首先根据前期海洋、雪盖、大气环流的特点，估计出这些因素夏季可能发展的趋势，然后再根据这些因素与中国夏季降水的关系作出降水趋势的判断，这也是比较常用的另一种预报思路。下面重点分析季风、阻高、副高的预测依据。

11.5.1　亚洲夏季风预测

11.5.1.1　季风与海温

从南海季风爆发日期、南亚夏季风强度指数与北太平洋海温场的相关分析发现，赤道东太平洋海温与南海季风爆发日期呈正相关(图略)，与南亚季风强度指数呈反相关(图 11.20)。这种相关关系表明：当赤道东太平洋海温偏高或发生 El Nino 事件时，有利于南海季风爆发时间偏晚、南亚夏季风偏弱；反之，当赤道东太平洋海温偏低或发生 La Nina 事件时，有利于南海季风爆发时间偏早、南亚夏季风偏强。前期与同期的关系基本类似，只是相关程度有所差异而已。

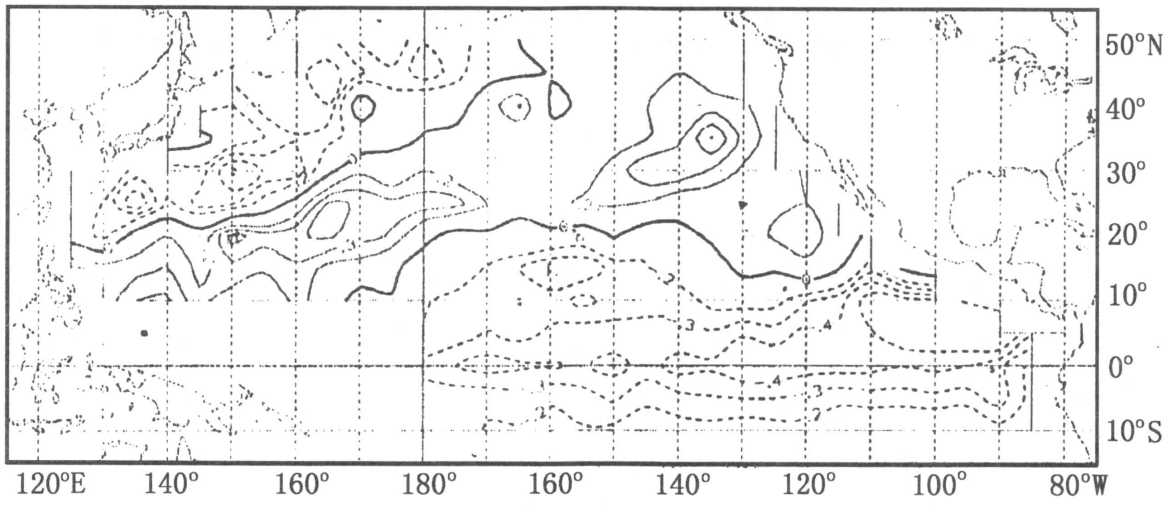


图 11.20　夏季南亚季风强度指数与 9～8 月北太平洋海温场相关

11.5.1.2　季风与冬季热带环流

根据冬季热带环流特点可以估计南海季风爆发早晚和强度趋势，其中上年 12 月南海热带季风指数的异常变化是南海季风爆发时间早晚和强弱变化的前兆信号。一般情况下，上年 12 月南海季风指数为负，预示着南海季风爆发晚、强度偏弱；反之，上年 12 月南海季风指数为正，预示着南海季风爆发早、强度偏强 (图 11.21，据何敏、宋文玲)。根据前面的分析，南海季风爆发晚，有利于夏季风偏强，中国夏季主要雨带偏南；南海季风爆发早，有利于夏季风偏弱，中国中国主要雨带偏北。

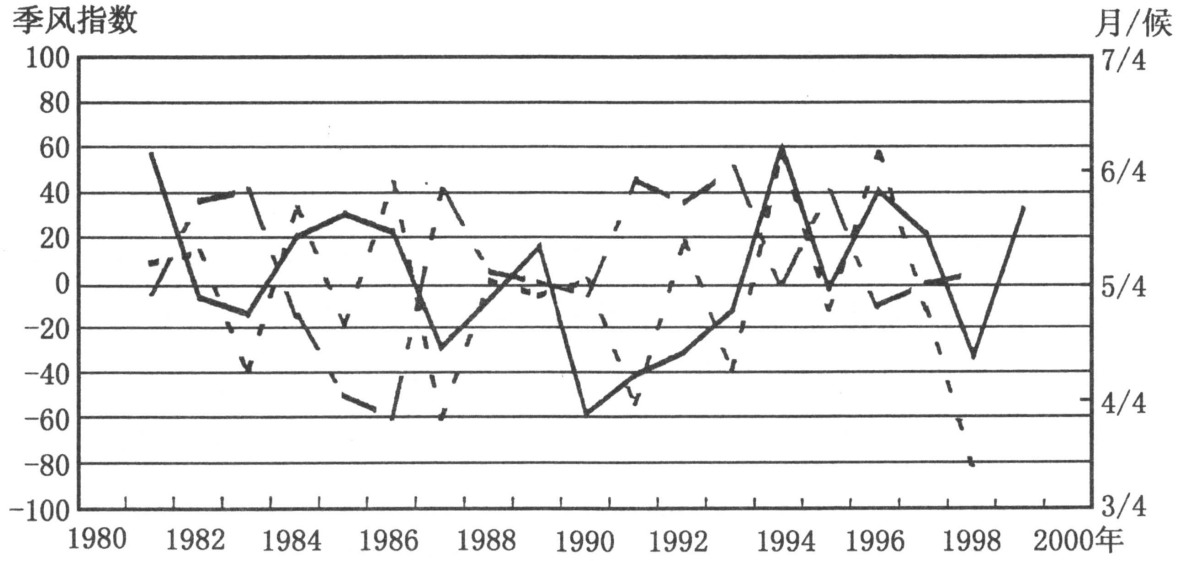


图 11.21 南海季风爆发日期与冬季热带季风指数关系
图中实线为 12 月季风指数,虚线为南海季风爆发日期,点线为 5 月季风指数

11.5.2 夏季东亚阻塞高亚预测

11.5.2.1 阻高与海温、积雪及热带环流

前面的分析表明,一般情况下,前期赤道东太平洋海温偏高、西风漂流区海温偏低,冬春季青藏高原多雪,冬季西太平洋热带对流活动偏弱,南海季风爆发晚,夏季东亚地区容易出现"+ - +"的距平型,东亚中纬度高度场升高,有利于东亚阻塞高压的发展;反之亦然(表 11.16)。

表 11.16 有利于夏季东亚阻塞高压发展的因素

主 要 因 素	赤道东太平洋地区(西风漂流区)海温	冬、春季青藏高原积雪	冬季西太平洋热带对流活动	南海季风爆发时间
基本特征-1	高(低)	多	弱	晚
夏季东亚遥相关距平型	+ - +	+ - +	+ - +	+ - +
夏季东亚阻高出现的可能性	大	大	大	大
基本特征-2	低(高)	少	强	早
夏季东亚遥相关距平型	- + -	- + -	- + -	- + -
夏季东亚阻高出现的可能性	小	小	小	小

11.5.2.2 阻高与冬春季中高纬环流异常

冬春季欧亚到太平洋地区大气环流的异常对夏季东亚阻塞形势的建立有一定指示意义。图 11.22 给出了 7 月东亚阻高指数与前期 1 ~ 3 月北半球 500hPa 高度场的相关。不难看出,极地附近为正相关区,欧亚的中纬度地区至阿留申地区为明显的负相关区。这表明:当冬春

季欧亚地区极涡向南明显扩展、经向环流异常发展，阿留申地区低槽活动频繁，盛夏 7 月东亚可能有阻塞形势发展。因此选取 1 月欧亚范围（30°W ~ 150°E）、3 月亚洲范围（60 ~ 150°E）的极涡面积指数（表征极涡向南扩展的程度）和 2、3 月鄂霍次克海-阿留申地区（2 月：45 ~ 55°N，140 ~ 170°W；3 月：50 ~ 60°N，135 ~ 165°E）500hPa 高度距平值（表征低槽活动状况）作为预报因子建立 7 月阻高预报关系，如图 11.23 所示。图中●代表有阻高年，○代表无阻高年。

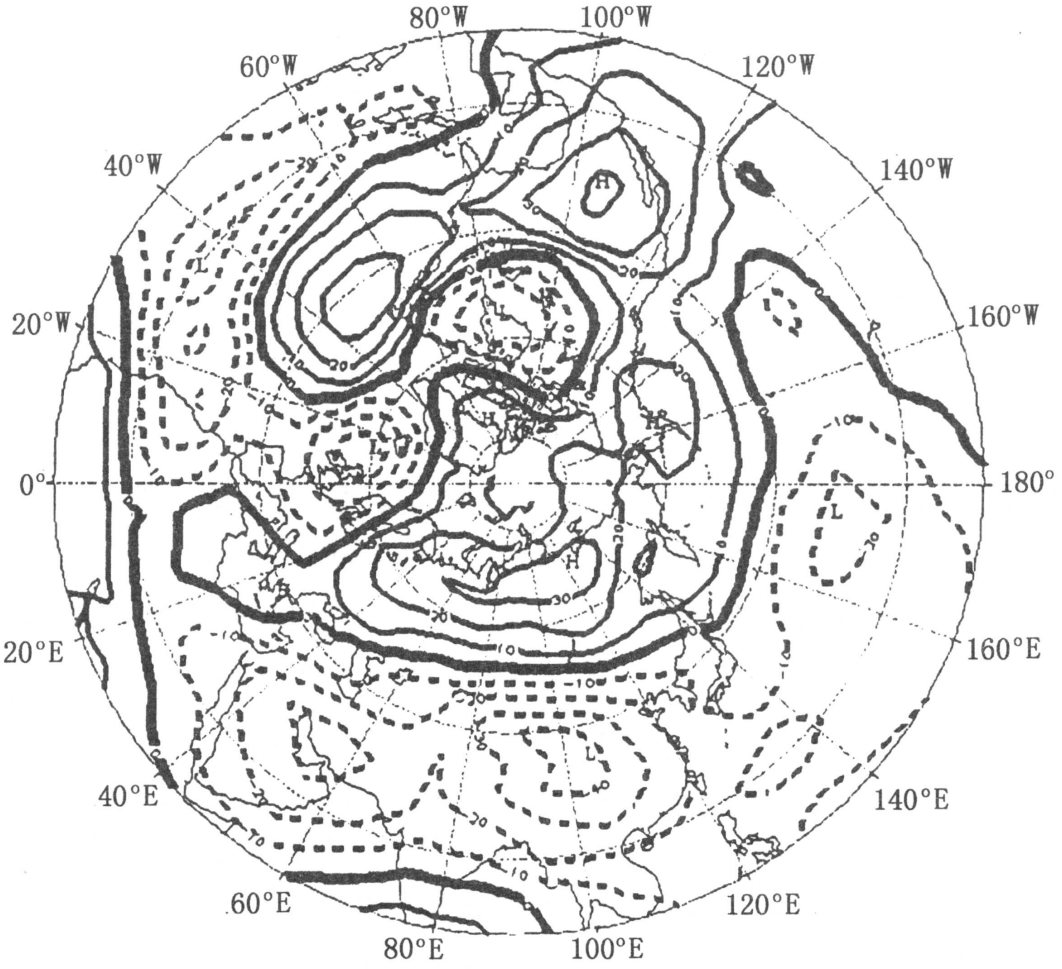


图 11.22　7 月东亚阻高指数与前期 1 ~ 3 月 500hPa 高度场的相关

11.5.3　夏季西太平洋副热带高压南北位置预测

11.5.3.1　夏季副高脊线与海温

从夏季西太平洋副高脊线与前期北太平洋海温场的相关可以发现，在赤道东太平洋存在着超过 0.05 信度的显著反相关区。图 11.24 是初夏 6 月西太平洋副高脊线与前一年 9 月到当年 2 月北太平洋海温

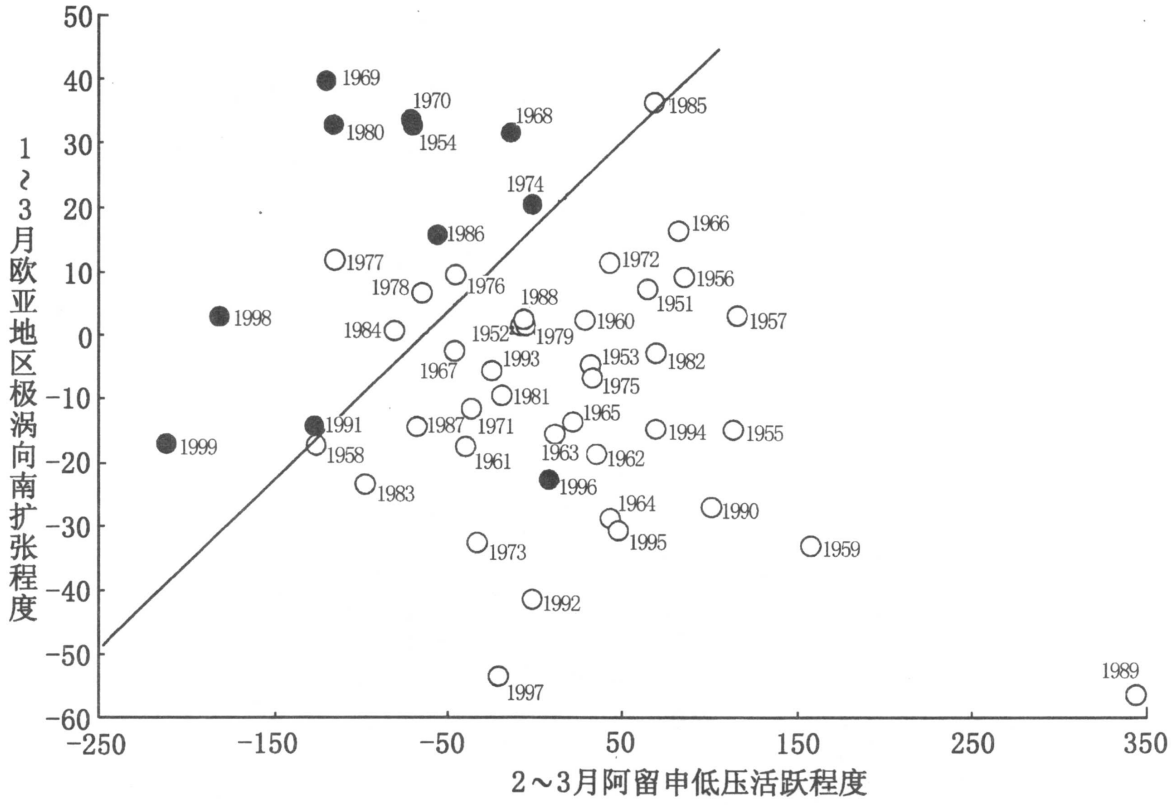


图 11.23　7 月东亚阻塞高压预报

场的相关，赤道东太平洋地区为大片的显著反相关区，其中心区超过 0.001 的信度标准。说明前期赤道东太平洋海温持续偏高，有利于夏季特别是 6 月副高偏南；前期赤道东太平洋海温持续偏低，有利于夏季特别是 6 月副高偏北。图 11.25 的曲线是前一年 6 月到当年 2 月赤道东太平洋关键区海温正距平的月数，图中的英文字母 N 代表 6 月副高偏北，S 代表 6 月副高偏南，未标字母的年份属于正常。从 1952～1990 年的 39 年中，凡前期秋冬季赤道东太平洋海温持续偏高的年份，初夏 6 月副高偏南或接近常年；前期秋冬季赤道东太平洋海温持续偏低的年份，初夏 6 月副高偏北。历史概括率高达 95%。1991～1999 年的预报准确率为 78%，即除 1991、1998 年预报与实况有出入外，其余年份预报基本都是成功的。表明用前期赤道东太平洋海温预报初夏副高南北位置取得了良好效果。

盛夏(7～8 月)副高脊线与赤道东太平洋海温的相关不及初夏 6 月好，主要是在 El Nino 年和 La Nina 年对应关系较好(表 11.5)，一般 El Nino 年 7～8 月副高偏南的年份占优势(73%)；La Nina 年 7～8 月副高偏北的年份占优势(75%)。

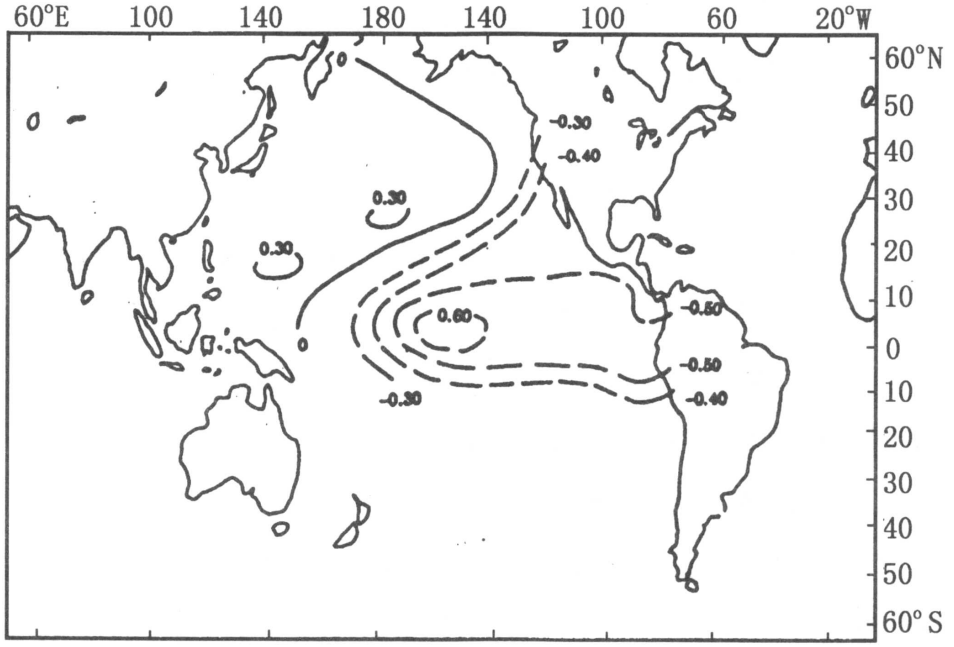


图 11.24　6 月副高脊线与前期 9～2 月北太平洋海温场相关

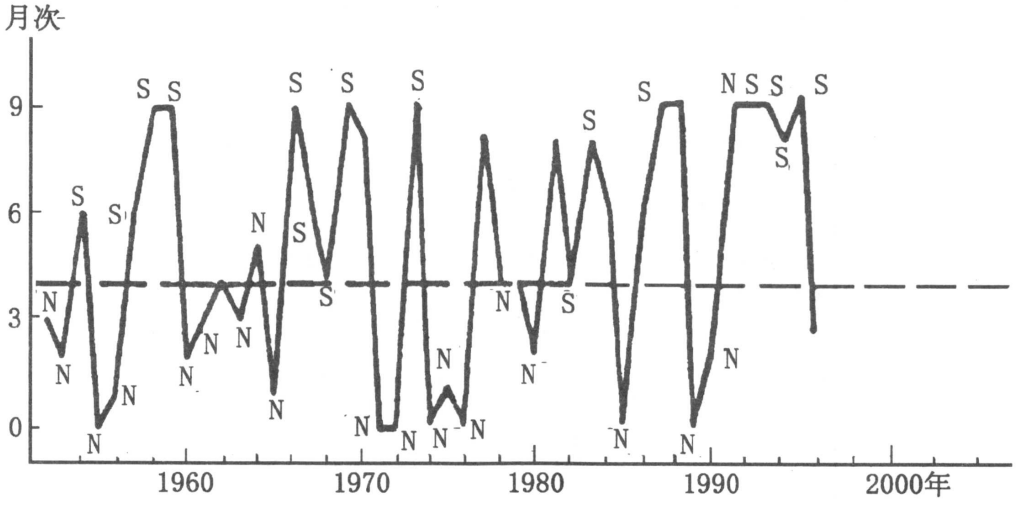


图 11.25　6 月副高脊线与赤道东太平洋海温

11.5.3.2　盛夏副高脊线与冬季高原积雪

表 11.6 中列出了青藏高原冬季多雪年和少雪年盛夏(7～8 月)西太平洋副高脊线的位置。很显然,冬季青藏高原多雪,有利于盛夏西太平洋副高位置偏南,概率为 70%;反之,冬季青藏高原少雪,有利于盛夏西太平洋副高位置偏北,概率达 75% 。

11.5.3.3　夏季副高脊线与冬季热带对流活动

表 11.9 冬季西太平洋热带对流活动强、弱与夏季(6～8 月)西太平洋副高脊线位置的关系表明,冬季西太平洋热带地区对流活动偏强

的情况下,夏季西太平洋副高位置偏北,概率为 78%;相反地,冬季西太平洋热带地区对流活动偏弱的情况下,夏季西太平洋副高位置偏南,概率达 80%。

11.5.3.4 夏季副高脊线与南海季风活动

从表 11.7 南海季风爆发日期的早晚与夏季(6~8 月)西太平洋副高脊线位置的关系不难看出:南海季风爆发时间偏早,夏季西太平洋副高位置容易偏北,概率为 70%;反之,南海季风爆发日期偏晚,夏季西太平洋副高位置容易偏南,概率高达 89%。

11.5.3.5 盛夏副高脊线与太阳活动

图 11.26 是夏季副高脊线与太阳黑子的关系,图(a)中的实线和虚线分别代表夏季副高脊线距平和太阳黑子年平均值的 3 年滑动曲线,很显然,两条曲线表现为明显的反位相分布。图(b)是与 7 月副高脊线关系最好的 5 月太阳黑子的年际变化,图中曲线表示 5 月太阳黑子,英

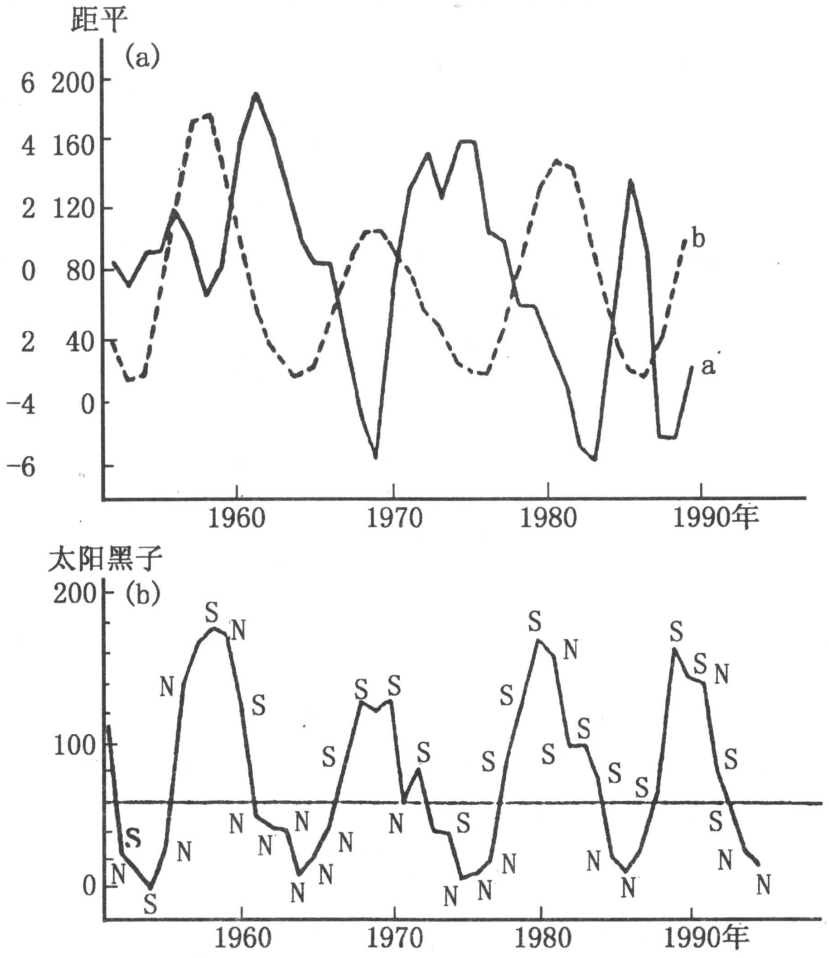


图 11.26 夏季副高脊线与太阳黑子

文字母 N 代表 7 月副高偏北，S 代表 7 月副高偏南，不标字母的年份表示正常。可见太阳黑子与 7 月副高脊线有着比较好的反相关关系，即太阳黑子低值期，7 月副高偏北，高值期偏南。1951 ~ 1990 年的历史概括率为 83%，1991 ~ 1999 年 9 年的预报成功率为 78%，表明利用太阳活动预报盛夏 7 月副高脊线具有良好的预报效果。

参 考 文 献

[1] 赵振国，我国汛期旱涝趋势预测进展，气候预测研究，气象出版社，84 ~ 93，1996。

[2] 赵振国，影响中国汛期旱涝的主要因素的初步分析，气候预测评论，国家气候中心，107 ~ 125，1997。

[3] 赵振国、陈国珍、王永光、刘海波，影响中国汛期降水物理因素的分析，气候变化与预测研究——国家气候中心成立五周年纪念文集，气象出版社，65 ~ 70，2000。

[4] 赵振国、陈国珍，1995 年汛期旱涝预报效果及依据分析，气候通讯，国家气候中心，(1)：33 ~ 38，1995。

[5] 赵振国、袁景凤，1996 年汛期旱涝趋势预测的初步回顾，气候通讯，国家气候中心，(3)：21 ~ 25，1996。

[6] 赵振国，El Nino 现象对北半球大气环流和中国降水的影响，大气科学，**20**(4)，422 ~ 428，1996。

[7] 赵振国、蒋伯仁、陈国珍、王永光、刘海波、许力，ENSO 事件与青藏高原积雪和东亚大气环流的可能联系，山东气象，(4)：4 ~ 8，1999。

[8] 赵振国、蒋伯仁、陈国珍、王永光、刘海波、许力，ENSO 事件对中国气候的可能影响，山东气象，(1)，4 ~ 12，2000。

[9] 赵振国、陈国珍、刘海波、王永光，冬季青藏高原积雪对中国夏季降水的影响及季风 - 海温 - 雪盖 - 副高之间的可能联系，气候通讯，国家气候中心，(1)，48 ~ 52，1998。

[10] 赵振国，夏季青藏高原位势高度场的长期振荡与气候变化，气象学报，**53**(1)，108 ~ 114，1995。

[11] 赵振国、王永光、陈国珍、刘海波，东亚冬夏季风的年代际振荡及其对夏季西太平洋副高和中国降水的影响，气候预测评论，国家气候中心，122 ~ 126，1998。

[12] 赵振国、陈国珍，初夏西太平洋副高南北位置的长期变化及成因分析，热带气象学报，**11**(3)，223 ~ 230，1995。

[13] 赵振国、廖荃荪，南方涛动与我国夏季降水，气象，**17**(6)，33 ~ 37，1991。

[14] 赵振国、廖荃荪，冬季北太平洋涛动与我国夏季降水，气象，**18**(2)，11 ~ 16，1992。

[15] 赵振国主编,中国夏季旱涝及环境场,气象出版社,1～112,1999。
(16) Zhao Zhenguo, ENSO and monsoon climate in China. Preprint of abstracts of papers for the first WMO international workshop on monsoon studies, WMO/TD – NO.786, 252 – 253,1997.
[17] Zhao Zhenguo, The major factors influencing on summer rainfall in China. Proceeding of the twenty – second annual climate diagnostics and prediction workshop. E.O Lawrence Berkeley National Laboratory University of California,USA, 285 – 288,1997.
[18] Zhao Zhenguo, Chen Guiying,long-range Oscilation of the geopotential heightover the Tibetan Plateau and climate change in summer. Second PRC-Canada workshop on climate change,50 – 52,1992.
[19] Zhao Zhenguo, liao Quansun,Li Xiaoquan, ENSOand the weather in China, Extended abstracts submitted to the ICTP/WMO international technical conference on long-range weather forecasting research, WMO/TD – NO.395, 301 – 304, 1991.
[20] Liao Quansun, Zhao Zhenguo, A long-range forecasting scheme of the drought-flood trend distribution in summer in China. Extended abstracts submitted at the second week of the WMO training workshop on diagnosis and prediction of monthly and seasonal atmospheric variations. WMO/TD – NO.363.107 – 108,1990.
[21] 廖荃荪、赵振国,我国东部夏季降水的季度预报方法,应用气象学报,3(增刊),1～10,1992。
[22] 廖荃荪、赵振国,7～8月西太平洋副热带高压的南北位置异常变化及其对我国天气的影响,长期天气预报和日地关系研究,海洋出版社,131～139,1992。
[23] 廖荃荪、赵振国,东亚阻塞形势与西太平洋副高的关系及其对我国夏季降水的影响,长期天气预报论文集,气象出版社,125～135,1990。
[24] 陈兴芳、赵振国编著,中国汛期降水预测研究及应用,气象出版社,65～99,2000。
[25] 廖荃荪,西太平洋副热带高压和我国东部地区夏季降水,1976年全国长期天气预报经验交流会技术材料选编,179～192,1976。
[26] 廖荃荪、陈桂英、陈国珍,北半球西风带环流和我国夏季降水,长期天气预报文集,气象出版社,103～114,1982。
[27] 赵汉光、张先恭、丁一汇,El Nino 与我国气候异常,长期天气预报论文集,气象出版社,108～118,1990。
[28] 赵汉光、张先恭,东亚季风与我国夏季雨带的关系,气象,**22**(4),8～12,1996。
[29] He Min, Summer monsoon and Yangtze River Basin Precipitation, Preprint of abstracts of papers for the first WMO International workshop on monsoon studies. WMO/TD – NO.786. 67～68,1997.
[30] 黄荣辉,引起我国夏季东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究,旱涝气候研究进展,气象出版社,37～50,1990。

[31] 汤懋苍、张 建、王敬香，用冬季地温预报汛期降水的初步方法，高原气象，**6**(2)：150～160，1987。
[32] 李培基，中国西部积雪变化特征，地理学报，**48**(6)，505～514，1993。
[33] 陈烈庭、阎志新，青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析，1977～1978 年青藏高原气象会议论文集，科学出版社，151～161，1981。
[34] 翟盘茂、周琴芳，东亚冬春季雪盖对我国夏季降水的影响，“八五”长期天气预报理 论和方法的研究，气象出版社，124～128，1996。
[35] 谢安、刘霞、叶谦，南海夏季风爆发的气候特征，亚洲季风研究的新进展——中日亚洲季风机制合作研究论文集，气象出版社，132～142，1996。
[36] 中国气象局国家气候中心，98 中国大洪水与气候异常，气象出版社，48～121，1998。
[37] 中央气象台长期组，淮河流域夏季降水前期环流特征的初步分析及其长期预报，气象科技资料，(6)，1974。
[38] 长期天气预报理论、方法和资料库建立研究项目，长期天气预报进展，141～171，1991。
[39] National Climate Center，China meteorological Administration，Annual progress report on long－range forecasting from September 1995 to August 1996. Weather prediction research programmes，WMO/TD－NO.800，9－13，1997.

第十二章 中国夏季降水的跨季度数值预测

跨季度降水数值预测是指用气候模式以二月份的大气、海洋初始场积分半年至8月底，预测出6~8月大气、海洋的各种物理量。由于气候变化的性质不同于中、短期天气，它涉及许多理论方法和技术上都有待探索。我们率先于1988年底开展了此项研究，并已投入实际应用，本章将作一简要回顾。

§12.1 跨季度预测的物理基础

长期以来，人们认为用气候模式延长积分时间来制作长时间的预测，结果是不确定的，原因很复杂，有一个关键问题就是是否存在长期起作用的物理过程，模式是否能有效地描写这些过程。本节简单作一些讨论。

作为外强迫最强异常信号的El Nino对很大范围的大气运动产生影响，如PNA，其影响过程也已清楚，可以据此作出美洲东北部的低温预测。但对地处太平洋西侧的东亚地区，影响如何尚有争论，通过什么物理过程影响东亚地区也不太清楚。对于某一地区来说，如有某种在较长时段里频繁产生影响的物理过程，就有可能产生在短期气候时间尺度上的气候异常。中国科学院大气物理研究所的黄荣辉等[1]发现赤道西太平洋对流活动的异常产生一向北波列，使副高增强或减弱，从而影响我国江淮流域的降水，它们的关系是同期发生的，而对流活动是大气内部的现象，也很难预告它在几个月后出现。作为数值模式似应考虑颇受人们重视的外强迫因子——海温。全小伟等[2]通过诊断分析及数值模拟探讨了我国附近海域的海表水温距平与我国地区夏季风降水的关系，发现西太平洋暖池区赤道北侧的SSTA的作用在几个海域中最为重要。通过数值试验发现[3,4]：此海域出现海表水温异常时，在高空激发出一个向北传播的准定常的异常行星波，正好经过我国东部地区上空，低层活动的季风在异常行星波的叠加下，其垂直运动发生改

变，降水量也就发生增、减，季风与海温异常的持续性都是很好的，因而它们能够在我国东部地区产生在短期气候时间尺度上的气候异常，称之为“持续异常区假说”。其内容叙述为：在东亚季风与西太平洋 SSTA 两个稳定系统共同作下存在一个可以预测的降水异常区。文献[5]中给出了假说的物理模型示意图，在 150°E 以西，赤道至 20°N 区域的海表温度异常引起向上的热量、水汽、动量输送的异常，在上层激发出一个准定常的异常行星波，行星波的异常垂直运动区与低层的夏季风的垂直运动叠加就产生了降水异常。如果模式能描写这一过程，那么在这一区域这一时段预测的不确定性就将减小，预测将能取得相当的成功。对另些区域，是否也存在某种在某一时段内经常起作用的过程，将是一个值得深入探讨的课题。

众所周知，在较高纬度大气自身的动力过程也占有重要地位，西风急流则是一个最活跃的系统，它的强度与结构控制了一段时期内扰动产生的频率和强度，对北方地区的天气和气候都有重大的影响。黄荣辉[6]曾讨论了青藏高原热状况异常对大气环流的影响。应该注意的是高原的积雪异常产生高原的热状况异常，使南北温差发生改变，进一步使急流发生变化，这一过程对我国北方的天气、气候异常是很重要的。其具体影响过程还需要进一步深入进行。

赵彦等[7]通过敏感性试验讨论了海温异常对我国夏季降水的作用，再一次强调了东太平洋 SSTA 对中国夏季降水的重要性。应该注意的是：试验所用的海温异常既有赤道东太平洋的异常，也有西太平洋暖池区的异常。对我国夏季降水异常的影响，是否全来自东太平洋 SSTA，西太平洋 SSTA 是否也起作用，应该进一步仔细加以分析。

当前国内外大多数学者都致力于赤道东太平洋的海温变化，这无疑是正确的，赤道东太平洋的海温变化影响波及很大区域的气候状态，但对某些特定地区而言，其作用可能不是主要的，也会存在另一类起作用的过程，如上面所说的我国东部地区。从统计结果来看，赤道东太平洋有负（正）SSTA 时，西太平洋暖池区大都是正（负）SSTA[8,9]，它们与我国长江中下游的降水丰歉，一个是正相关，一个是负相关，在多数情况下其关系是一致的，但是在特殊情况下它们就不一致了，如 1989 年、1991 年，1996 年，如按赤道东太平洋为负 SSTA 而预测长江中下游为

干旱则与实况不符，这三年西太平洋暖池区春季海温也是负距平，利用此负 SSTA 所作数值预测是正确的，这一点可与前面物理过程的讨论相互印证，对我国东部这一特定地区来说西太平洋暖池区赤道北侧的海温异常是重要的，其作用可能超过赤道东太平洋海温异常在此区域的影响。我们不妨再回忆一下，若干年来人们做过大量赤道东太平洋海表水温异常的数值试验，均未能分析出其如何影响江淮流域降水异常的物理过程，而西太平洋 SSTA 与江淮流域降水的物理联系可以有两个途径，一是上面说道的持续异常区假说，一是吴国雄[8,9]提出的邻域响应。因此对我国长江中、下游直至华南这一特定地区来说西太平洋赤道北侧暖池区的 SSTA 的影响，其作用超过了东太平洋。是否还有其它地区存在另一类过程，将是气候预测研究的重要课题。

陶诗言在分析 1991 年苏皖特大洪涝时曾指出 EAP 遥相关在该地区的叠加作用对暴雨的发生和加强有重要作用。毕训强曾在赤道东大西洋设一正 SSTA 成功地模拟了 EAP 的发生及传播。在大气中存在许多遥相关现象，虽然还未能完全揭示出它们的物理内容，但用作预测的参考是可以的。

对大气来说冰雪过程是另一个重要的外强迫因子，至今对冰雪过程的状况、认识都很粗浅，随着纬度的增加，热带海洋的影响逐渐减小，冷空气活动与大气内部动力过程的作用增大，如何准确描写它们在较长时段的变化仍然是较难的，现阶段绝大多数学者都热衷于热带海洋，对冰雪过程的注意无暇顾及，中、高纬度的气候预测的物理基础近若干年内还难望有实质性的进展。

§12.2 跨季度预测的可能性研究

20 世纪 60～70 年代，对中期数值天气预告的可能性研究为发展中期数值天气预告战略目标的制定提供了依据。

气候预测的可能性研究则有其特殊意义，从上节对短期气候异常物理基础的分析以及一些预测可能性研究的初步结果来看，预测可能性的好、坏将会有很强的地区差异。对于某些预测可能性差的地区，在没有通过探索其原因，找到解决途径之前，投入大量人力、物力将是得

不偿失的。总的来说:热带地区预测可能性较好,中、高纬预测可能性较差。中、高纬地区大气自身的动力过程占有相当大的比重,而这又被认为是不确定的,王会军[10]对此进行了深入分析,认为其原因是多方面的,主要有下面四点:

①我们注意到大气环流基本气流的正压与斜压稳定性问题。在热带外区域,斜压稳定性主要受控于运动的空间尺度和基流的垂直切变等因素,不稳定条件较易满足。同时,当大气斜压性较小时,还存在正压不稳定性。由于中高纬斜压不稳定条件更易满足,故中高纬的基流更加不稳定。这些不稳定性告知即使是微小差别的初值也可能产生完全不同的环流发展。

②中高纬指数循环过程的存在是中高纬不确定性的另一重要原因。由于环流低指数和高指数的交替在3个月中只有几次,况且这种指数循环过程具有混沌机制,因而一短时间内指数循环过程可以高度依赖于初始状态。事实上,阻塞高压的建立和崩溃都是具有非线性动力学背景的,是中长期天气预报和短期气候预测中的一个不确定性所在。

③低频振荡是大气环流的一个重要特征,而现有的全球大气环流模式大都低估了实际大气中的低频分量,这也削弱了气候短期变化的可预测度。另外,热带ENSO循环似与低频振荡的强度有关。而在中高纬,这种关系未知是否存在。

④积云对流与非对流云存在着不稳定性(特别是在热带)。这种短时间尺度上的不稳定性事实上导致了季节尺度上的不确性-高度依赖于初始状态。这些动力学机制是造成大气模式本身预测结果不确定性的主要成因。

现在探讨短期气候预测的可能性大致有下面几种做法:

第一种是通过对实际气候变化的分析及模拟,探索对某一地区来说,多雨年与少雨年在环流形势上有无明显差别。能否模拟其差别特征。杨芳林[11]用1980~1989年的10年资料对江淮流域旱、涝年进行了对比分析,发现在江淮流域出现旱、涝的前期(3~5月)及同期(6~8月)90~180°E的环流、风场、过赤道气流等物理量分布差别十分明显,30°N到赤道的500hPa的高度距平几乎是完全相反的。同时用此10年2月的大气观测初始场及实测SST积分至8月底,同样进行旱、涝年

的对比分析，其结果与观测资料的诊断十分一致。当然这只能说明在海温完全正确下才能得到这样好的结果，表明了只要有适当的 SST 作外强迫，预测此地区的夏季降雨，能取得相当的成功。在这一特定地区得到的结果并不具有全球普遍性，其它地区是否有这样的规律也尚待探讨。不同地区，气候变化的规律不相同，讨论其预测可能性的方法也应有所区别。

第二种是通过对实测资料的分析以及模式的模拟（观测大气初始场及已知的观测海温）或预测（观测大气初始场及已知初始时刻海温）分析气候变率，计算出总变率、内部变率和外部变率，得出外部变率与总变率之比，它可以表示由海温异常在大气中产生气候变化的比重，说明用海温异常来预测气候变化的可能性。王会军等[12]研究了 SST 年际变化对气候变率的影响，发现 SST 年际变化对气候变率的影响总体上仅在热带区较显著，当然，不同的变量可能略有差异。这说明，即使完全能预测 SST 的短期变化，也不能对热带外区气候短期变化作出较完善的预测。王会军的研究证实对中国区域夏季降水而言，与 SST 有关的可预测性仅在中国华南和东部沿海区稍好，其它区域可预测性低。赵彦[13]在其博士论文中用实际预测的结果计算了外部变率在总变率中所占比重 Re，讨论了 500hPa 高度场、海平面气压场、表面气温和降水场的可预报性。主要结果为：

在全球范围：

①的热带地区由 SST 引起的异常可预测性较高；

②中高纬地区，春季的可预测性好于夏季，500hPa 高度场的可预测性成东西带状分布，降水、海平面气压及表面气温的可预测性海洋上高于陆地。

在中国范围：

①降水、海平面气压和表面气温场的可预测性从南部沿海向西北衰减；

②在我国东南部降水场的 Re 大值向北突出，高于同纬度的大陆地区。

欧、美各国大都采用观测海温进行，表示用其模式所能达到的最好结果。赵彦则是用预测结果分析的，既表示了预测可能性地区分布的

特征，又表示了用 IAP CGCM 预测已经达到的水平，与国际上所得结果基本一致。

§12.3　预测及结果的评估

12.3.1　跨季度气候距平数值预测系统

中国科学院大气物理研究所跨季度气候距平数值预测系统——IAP PSSCA 简介自第一个预测取得成功后[14]，开始建立预测系统，1991 年投入实际预测[15]，经过逐步改进已经交付实际应用[16]，图 12.1为其简单结构框图，此系统不仅用于预测，还担负着科研的任务，在系统中的多个框内可选择多种方案，如气候模式 - 框就可以选择多个不同模式及不同的海气耦合方案[17]。在预测中的海表温度可使用下列方案：

①保持 2 月份 SSTA 不变；

②2 月份 SST 初值，以完全耦合方案同时预测海洋；

③取其它方法预测的未来海温[18]。

准备好初始资料，按规定启动系统软件，即可得到所需预测产品。

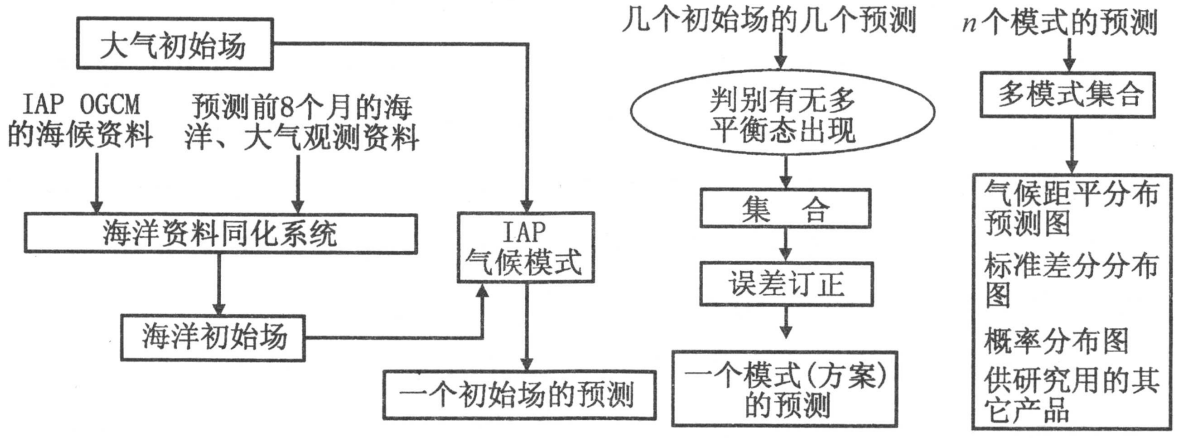


图 12.1　IAP PSSCA 流程图

12.3.2　订正方法的改进

赵彦等[13]在传统的订正方法基础上建立了 P 订正及 E 订正。订正后的效果有明显的提高，已在近几年的实际预测中应用。曾庆存提

出一种设想[19],利用 EOF 分析进一步对雨型分布进行订正。P 订正直接对距平百分率进行订正,取

$$a'_i = a_i - \varepsilon \tag{12.1}$$

a_i 和 a'_i 分别为第 i 年订正前、订正后的距平百分率,ε 为待定的总体平均误差。取

$$\varepsilon = (< f >_{hm} - < f >_{rm}) - (< f >_{ho} - < f >_{ra}) \tag{12.2}$$

其中各符号的含义及算法请参看赵彦的博士论文。E 订正则是将模式样本集$\{a\}$ 和观测样本集$\{b\}$ 分别做 $EOFs$ 展开,有

$$\begin{aligned} a(i,j) &= \sum_k C^{ak} X^{ak}(i,j) \\ b(i,j) &= \sum_k C^{bk} X^{bk}(i,j) \end{aligned} \tag{12.3}$$

式中 i 表示空间点,j 表示年,预测误差由两部分构成,若 $X^{ak} - X^{bk}$ 不大,则预测的空间型直接用观测空间型代替,即

$$a'(i,j) = \sum_k C^{ak} X^{bk}(i,j) \tag{12.4}$$

文献[19]证明了订正后有改进。

12.3.3 预测及评估

IAP PSSCA 已用来进行了近 10 年的准业务实时预测,对我国夏季 6~8 月的降水进行跨季度预测,取 2 月份的观测大气及同化后的海洋初始场积分至 8 月底。对我国东部地区的重大事件如 1989 年的江淮多雨、1991 年的苏皖洪涝、1992 年东北、华北及山东大旱、1994 年两广洪涝和中原干旱、1995 年江南至华南多雨、1996 年长江中下游多雨、1998 年的全国性多雨及 1999 年的江南多雨都预测得很好。

总的说来,东部好于西部,东部又以长江中、下游直至华南为佳(下简称东南区)。从不同年份的比较来看,SSTA 明显,有重大降水异常的年份,预测甚为成功,海温接近正常,风调雨顺的年份预测不佳。1998 年我国出现了全国性的多雨,发生了严重的洪涝,图 12.2 为观测实况,图 12.3、图 12.4 为用两种方案订正后的降水距平预测图,除河套至渤海湾及闽、粤一带少雨外,全国广大地区的均为多雨,与实况颇为符合。该年预测与实况全国的相关系数评分 P 订正为 0.30,E 订正为 0.46。

用 1980～1997 的大气初始场作了后报，进行效果评估，见表 12.1。

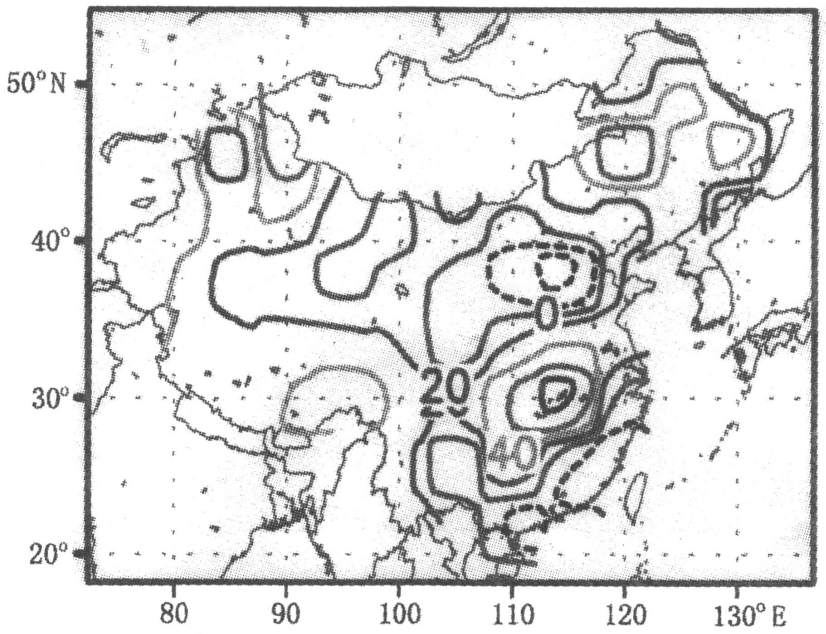


图 12.2　1998 年汛期降水距平百分率实况

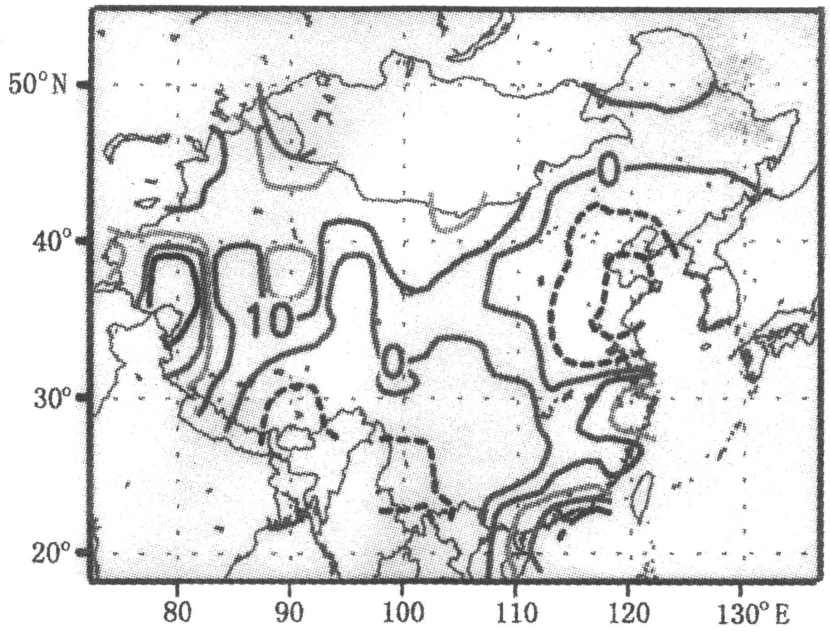


图 12.3　预测 1998 年汛期降水距平百分率（*P* 订正）

由表列数字来看订正的效果是明显的，*E* 订正略好于 *P* 订正，但因该方法需要分型进行，资料样本尚嫌不足，因而其效果仍需进一步证实。

表 12.1　1980～1997 年跨季度汛期降水距平百分率预测与实况的相关系数

	未订正	*P* 订正	*E* 订正
全　国	0.03	0.11	0.18
东南区	0.05	0.26	0.27

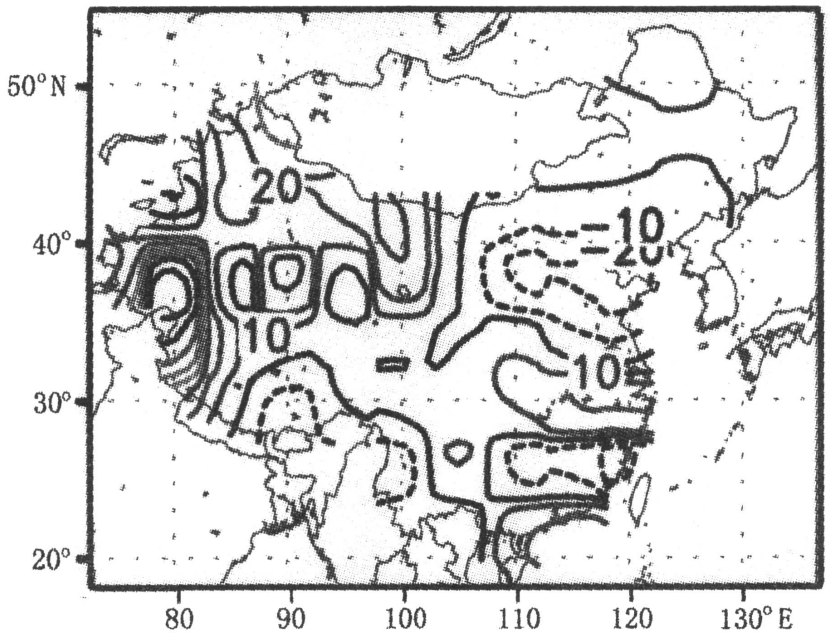


图 12.4 预测 1998 年汛期降水距平百分率(E 订正)

§12.4 集合方法的发展

集合方法最初来自中、短期天气预告,着眼于初始场上误差影响的消除。主要是从数学上考虑,认为将足够多的含有不同随机误差初始场的积分结果加以算术平均,其结果应更接近真解。欧洲中期数值天气预告中心首先将此法付诸应用,用 33 个积分取平均作为集合预告结果,在此做法中,所加小扰动必须是发展的,强度不能太强、通过试验而定,做法甚为繁杂。近年来认识到中期问题也存在不确性,又发展了概率预告。但是所有不同随机误差都是加在有误差的初始场上,平均结果只能消除加上去的随机误差,观测误差则在所有初始场上都有,根本不能抵消,同时这样做还有一前提,就是大气运动是线性的而且不存在适应过程,适应过程的作用使得误差迅速达到适应,不再具有随机误差的性质,因而从纯数学上的设想在大气中是行不通的。由于适应过程的作用,加在气压场上的随机误差,在尺度不大时会很快向风场适应而频散殆尽,不发展的小扰动则会为长波槽脊所吸收,不产生预期的作用。这就是欧洲中心将随机误差改变为加发展的小扰动的原因,经过质量控制后的初始场误差总是小的,一般不会使大尺度环流发生大的改变,为模拟其作用,所加小扰动当然不能太强,因而,这样的改变其出

发点仍然是着眼于如何消除初值误差的影响。气候预测已远不只是大气的初值问题，应该有不同的目的与做法。

气候预测在性质上不同于天气预测，中、高纬地区的气候变化迄今仍被认为是不可预测的，本章第 1 节中曾在探讨东亚地区夏季旱、涝成因及物理过程与机理的基础上提出了一个“持续异常区假说”，指出有一可预测的异常区存在。在论证了东亚部分地区夏季可预测性之后，问题就是如何确定这一异常区。东亚季风与西太平洋的异常海温区都是持续而稳定的，垂直运动异常区的影响在相当长一段时间内经常发生影响，它与背景环流共同作用下产生降水异常区，有明确的物理过程，应是可预测的。但是大气中有大量的瞬变扰动，模式不能确定性地预测其活动，因而在预测结果中既有有意义的可预测的异常区存在，又有大量不可确定性预测的结果与之相混杂。于是问题就变为如何将它们区分出来。可以设想：由于季风与海温两者的持续和稳定性，从不同时刻初始场作预测，其结果应该差别较小，而不可预测部分带有一定随机性，不同初始场预测结果会有明显差别，因而可由此判断有无可预测的持续异常区存在及其所在地区。这种设想曾在文献[5]作过初步讨论。此方法可简单叙述为：用多个初始场预测的结果进行综合判断，以确定持续异常区最可能出现的位置及强度。因此气候预测中的集合可以按照下列几种方法进行：

12.4.1　看图识字

直接观察由不同初始场作出的若干个预测结果，可以发现，它们多数是大同小异的，可以由此最简地判断出该年主要多(少)雨区出现在何处。

12.4.2　算术平均

将参加集合的若干个结果取算术平均，这样得出的结果，从统计上来说其出现概率是最大的，最为简便。

12.4.3　聚类及多平衡态

在逐个审视由各个初始场所作积分时，会发现在个别年份它们可以按降水距平的分布特点分为几类，它们的距平分布截然不同，1997

年夏季降水距平的预测即是一例，文献[17]中作了仔细介绍。此时应该进行分类集合。

可以注意到的是参加集合的积分个数 N 不足够大时不能发现多平衡态的存在，如发现多平衡态出现，N 应适当加大。另一个问题是：并非出现不同分布都可以认为是多平衡态，为了与气候预测中的随机性的多样分布相区别，建议从如下一些方面考虑进行判断：作为平衡态的降水异常区应该是较强的；在代表该平衡态的一类若干个积分间，此异常区应该差别不大。当然还可以从当年的海温异常及西风异常作一些推测。需要进一步发展一些辅助工具以确认多平衡态的出现。

12.4.4 加权平均法

气候预测中的集合方法有别于中、短期问题，并非着眼于初值误差影响的消除，当然不必限于算术平均，文献[20]中曾指出可以采取加权平均进行集合。可取权重函数 $G(d,t)$ 为

$$G(d,t) = G(d) \cdot G(t) \tag{12.5}$$

$G(d)$ 表示 N 个积分不同离散度的权重，$G(t)$ 为不同初始场所作积分的权重，具体取法见文献[21]。

表 12.2 是采用加权集合后预测与实况降水距平百分率空间相关系数 15 年平均结果的比较，常规集合指用算术平均进行的集合，由表列数字可见，$G(d)$ 经加权后相关系数几乎未变，经审视发现预测距平百分率中心强度大约增大 5%；$G(t)$ 加权后相关系数有明显改进；$G(d,t)$ 加权结果与 $G(t)$ 相近，相关系数在各个区域均有增加，最多的增加了 0.07，与预期相符。在进一步调整加权因子的强、弱后可能还会有进一步改进。

表 12.2 常规集合与加权集合相关系数的比较

集合方法	相关系数							
	3～5 月				6～8 月			
	全国	东北	华北	东南	全国	东北	华北	东南
算术平均	0.14	0.14	0.15	0.39	0.16	0.14	0.25	0.33
$G(d)$ 加权	0.14	0.13	0.14	0.39	0.17	0.13	0.25	0.33
$G(d)$ 加权	0.20	0.21	0.21	0.44	0.22	0.18	0.31	0.37
$G(d,t)$ 加权	0.20	0.22	0.22	0.44	0.23	0.19	0.32	0.37

12.4.5　多模式集合

在预测实践中可以发现，不同模式的最佳预测效果所在区域因模式而异，表 12.3 所列有两个模式 1980～1994 后报统计各个区域的相关系数，S_1 是 IAP 是 L2 AGCM 1-1 模式，S_3 是 IAP L2 AGCM 1-2 模式，可见在有些区域上效果差异明显，如能将多个模式的优点兼收并蓄，对提高预测技巧无疑是有意义的。可取多模式集合的算法为

$$A(i,j) = \frac{\sum_{m}^{M} G(i,j,m)a(i,j,m)}{\sum_{m}^{M} G(i,j,m)} \tag{12.6}$$

式中 i,j 表示网格点，m 为模式编号，M 为参加集合的模式总数，a 和 A 为集合前、后的预测物理量，$G(i,j,m)$ 为 i,j 点上多年预测结果与观测的相关系数。经过这样集合后，各模式的优点基本都能得到保留，但经过多个结果的加权平均后，距平的强度会有所减弱，可以考虑通过多年预测，统计寻找出一个距平振幅恢复因子，以达到实用目的。

表 12.3　单模式集合与多模式集合相关系数的比较

模式	全国	西部	东部	东北	西北	华北	华南
S_1	0.11	0.05	0.12	-0.15	0.01	-0.15	0.33
S_3	0.16	0.06	0.27	0.14	0.01	0.25	0.33
S_1 S_3	0.25	0.22	0.22	0.07	0.24	0.10	0.33

将两个模式的结果进行多模式集合，其结果如表 12.3 所列最下一行，比较可见在多数区域有改善，在总的全国范围改善十分明显。这只是两个性能颇为相近的模式集合的结果，如果我们有目的地选择若干个模式进行集合，应该能取得更好的改进。权重函数也可以改变，使好的预测得到更突出的体现。非模式的其它预测方法，只要有多年预测的相关系数分布，也可将其同样参加集合。多模式集合方法已经在 1999 年预测中实际应用，其详细做法请参看国家气候中心 1999 年出版的《气候预测评论》中赵彦等所写“气候预测中的多模式集合”一文。

12.4.6　标准差与出现概率

由 n 个积分，可计算不同初始场所作预测的标准差 σ，计算公式如

下：

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n}} \tag{12.7}$$

式中

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} x_i$$

x 为预测的要素，$\bar{x}$ 为其平均值。

计算在每个网格上进行，最后可得到 σ 的水平分布。标准差大的地区，表示预测的离散程度大可信度小，小值区表示离散程度小，可信程度较好。它可以配合其他量对预测结果进行综合判断以确定可预测的气候异常区。由 σ 可得到预测值的上限和下限，表示预测量未来可能出现的区间。如在某一地区预测距平百分率较大，而标准差较小预测是可信的，如预测值小而标准差大预测就不可信了。图 12.5 是 1998 年预测降水距平百分率的标准差，由参加集合的若干个积分还可以计算出某一级降水出现的概率，图 12.6 是 1998 年预测的多雨的出现概率，由图可见：在长江流域的降水距平百分率离散度小，出现概率大，是可信的。

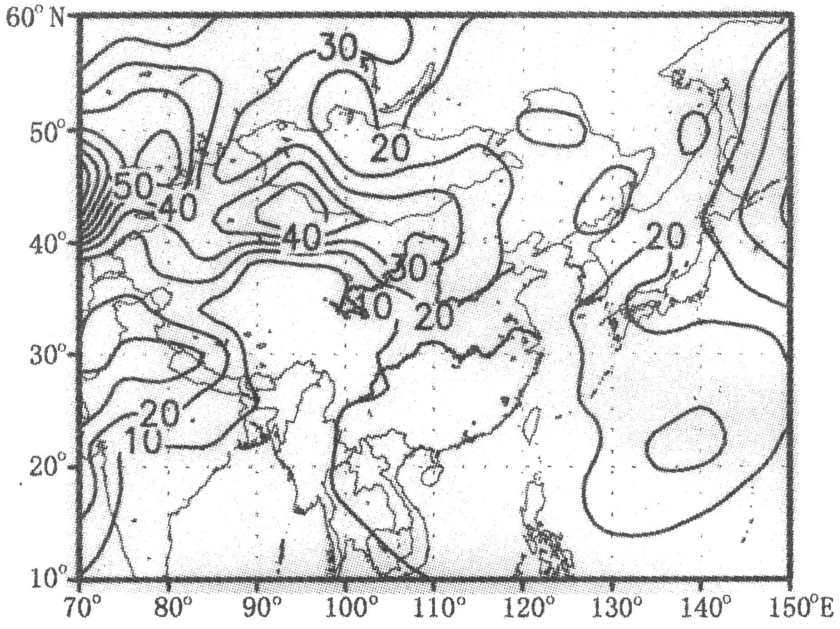


图 12.5　1998 年预测降水距平百分率的标准差

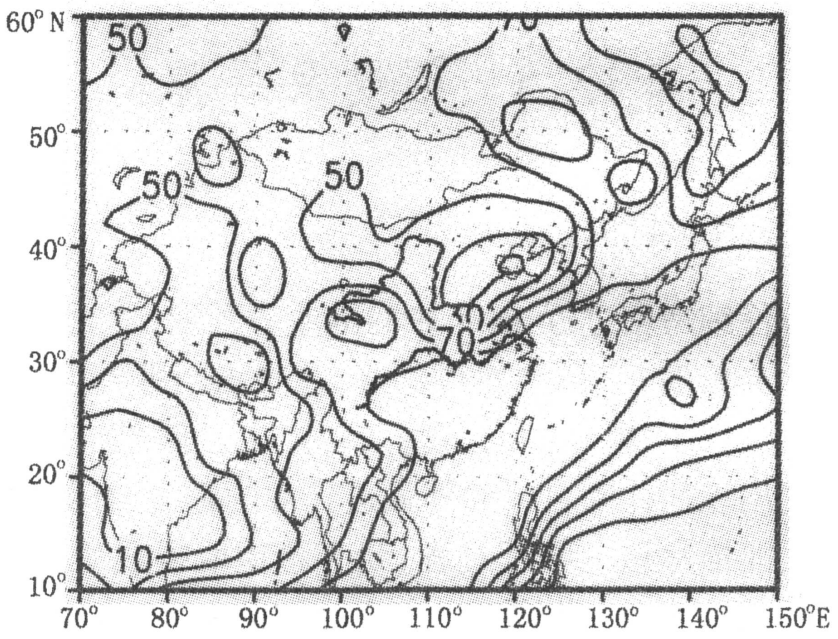


图 12.6　1998 年预测的多雨出现概率

赵彦等[22]通过多年预测的分析，证实了集合预测比单个预测好。但参加集合的积分个数应是多少？有没有一个最小集合个数？个数太少集合结果不稳定，太多则又浪费了人力物力。赵彦在其博士论文[13]中作了一个估算，经过考察，当两个场的相关系数达到 0.8 时，其分布已基本相似，相关系数达到 0.9 时其中心强度与位置已非常接近，就可以把两个场视作“等同”，将达到“等同”所需的积分个数视为 N_{min}，认为此时集合结果已达基本稳定。通过对 1980 ~ 1997 后报资料的分析得出最小积分数如表 12.4。

表 12.4　1980 ~ 1997 年平均 N_{min}

	全国	东部	东北	华北	东南
N_{min}	19	19	21	20	10

由表可见 N_{min} 存在地区间的差异，它同时存在年际变化，表 12.5 是东南区域几年的 N_{min}，最少为 5，多时可达 21。

表 12.5　东南区域不同年份的 N_{min}

年份	1983	1988	1990	1993	18 年平均
N_{min}	9	5	21	13	10

其实，不同地区，不同年份，N_{min} 的差异都反映了同一个因素，即在该区域(年)有无由 SSTA 引起的盛行降水距平分布型。

§12.5 问题及展望

12.5.1 几个问题的讨论

①我们曾仔细考察过近10年来的准业务预测，发现在我国东部地区有重大降水异常时，其预测效果甚好，在降水距平不大、不系统即接近正常年景时效果不佳。对此，有些人曾产生过困惑，其原因在于，重大降水异常的出现往往来自强的外强迫异常的影响，有其物理成因，只要使用的模式能描写这一物理过程，就有希望取得成功。重大的降水异常往往是小概率事件，当前正在广泛应用的经验、半经验统计方法，往往难以预测，它们与数值方法正好相反。因此，这两种方法恰好可以取长补短，相辅相成，不可偏废。重大降水异常往往产生重大旱、涝灾害，对此，综合时应对数值方法的结果予以足够的重视。

②从数值方法来说，可预测任何时间尺度的任何物理量，但跨季度时间尺度预测以何者为宜，文献[5]中曾比较了季、月的标准差，指出当前仍以季度的预测为宜，月平均的预测离散度太大，可信度差。

③模式的选择，气候与短期、中期天气其特点与控制其变化的物理因子是很不相同的。对用以描述其变化的大气模式性能的要求自应有别。中、高纬度大气变化，大气本身动力过程的作用占有重要比重，在季度或跨季度时间尺度的时段内降水异常的发生往往与该年西风带天气系统的活动有关。从流体力学的观点来看，天气系统的强弱及活动频率应该与西风急流的强弱、结构相关联。目前的大气环流模式对西风急流模拟大都不够理想，往往偏弱，偏宽，对基流与扰动间能量的转换也未加深究。模式的这一性能会影响一定长时段降水异常的发生。另一方面，可以作为气候异常物理基础的遥相关和低频振荡，Miyakoda曾报导用几个模式模拟遥相关的结果，并不令人满意，这对短期气候异常的预测来说也是很重要的，应该通过检验，确认其性能。这些都是模式改进所应注意的。用于作短期气候预测的大气模式应该具备何种性能，如何加以检验，需要作为专门问题进行探讨。

④评分问题。在中、短期问题中广泛采用相关系数，暴雨预测中采

用 TS 评分。在短期气候中应如何评分，可能还要认真进行一些探讨，现在除相关系数外还有同号率，以及中国国家气象局采用的 Pc 评分，还有对预测系统本身评定优劣的方法。这里我们只准备提一下对观测资料应如何处理。模式都有一定的水平分辨率，模式的降水代表此分辨率所表示的面积上的平均降水量，观测资料则是很小面积上的降水，包括尺度很小的暴雨，直接将此二者进行对比是很不合理的，应该采用某种方法将其大尺度化，能代表某一面积上的平均降水量。例如将模式的一个格点所表示区域内的各测站降水量，以该站所代表的面积为权重进行加权平均。这样处理后的资料再与预测结果比较，计算各种评分指标，应该是较为合理的。实际上，许多统计方法，其降水与某一物理因子的相关，也只是某些局部地区相关较好，在评分时应该只考察其在该局部地区的成功程度就足够了。

⑤不同区域预测的时效也不一致，在我国的华南、长江中下游地区，用 5 月初始场预测 6～8 月降水的季度预测，其效果并不优于用 2 月初始场所作跨季度预测。但在我国西南地区，5 月份初始场的预测比 2 月份初始场的预测有很明显的改进。反映了控制其变化的物理因子及影响的时间尺度可能不尽相同。在不同地区可能要选择不同的初始时刻进行预测，在不同地区如何有区别地利用预测产品也是需要注意的问题之一。

⑥参考态问题，在计算距平时过去均采用气候平均值作参考态，距平的计算对此很敏感，李旭[23]曾对此进行过预测试验比较，发现其确有明显影响，建议了几种新的参考态的方案。看来合理的参考态也是值得重视的。最近赵彦在其博士论文的工作中也发现：采用预测气候在订正量的计算上更为协调。

⑦前面介绍了关于预测可能性的一些研究，它们都是基于海温异常影响得出的结论，而海温异常引起的变率在中高纬地区仅占总变率的很小一部分，在这些研究中一致认为中高纬的预测可能性是不好的，这些结论隐示有大气内部动力过程是不可预测的。气候预测中，人们并不奢望能预测某一时刻或某一短时段的异常，只是希望能预测出相当长一段时期气候异常的总体特征，在本章 § 12.2 中曾提到冰雪过程有可能控制急流的特性，对中高纬一段时期的异常会有控制作用，这样

就会增加可预测性。对于任一地区是否都有在一段时期内盛行的一种或几种影响气候异常的物理过程，弄清这些过程既可以有助于可预测性的估计，测试模式对这些过程的描写能力，从而为预测模式的选择和改进指出方向。当前，不管预测可能性最后会得出什么结论，预测都势在必行，我们这里提出的设想，可以将预测可能性的研究与预测的改进研究密切结合，是值得尝试的。

12.5.2 展望

短期气候距平数值预测工作，自 1988 年底开始以来，已有 10 年左右，在实际预测中发挥了良好作用，颇受重视，是值得高兴的。但是，这项工作十分困难，涉及的因素多，许多条件目前还很不成熟，在现已取得的成绩上进一步发展是很困难的。目前人们比较重视海温异常对大气影响的研究，还无暇去注意另一个外强迫过程 - 冰雪的作用，作为气候模式中重要一环的海洋模式，在时效和精度上都远不能满足预测的需要，大气模式本身也还有很多必需改进之处，预测所要求的初始资料，也不能令人满意。集合方法并不能根本改变预测结果的不确定性。这些问题都不是几年内能有明显改进的，有待于人们艰苦努力的积累。因此，短期气候距平数值预测研究可能会出现一段进展缓慢的时期。

参 考 文 献

[1] Huang, R. H. and Sun, F. Y., Impacts of the tropical western pacific on the East Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc .*, Japan, **70**(1B): 243 - 256, 1992.

[2] 全小伟、包宁、袁重光，东亚、南亚季风热源、汇及 SST 异常对我国夏季降水异常分布的影响，气候变化若干问题研究，LASG 研究专集(二)，123 ~ 144，1992。

[3] 杨芳林、袁重光，1985 年夏季长江和黄河流域降水异常成因的数值分析，大气科学，**18**(6)，701 ~ 709，1994。

[4] 杨芳林、袁重光，夏季赤道太平洋海温异常对全球及东亚短期气候变化影响的数值试验，大气科学，**19**(5)，535 ~ 544，1995。

[5] 袁重光、李旭、曾庆存，跨季度气候距平数值预测研究小结，气候与环境研究，**1**(2)，150 ~ 159，1995。

[6] 黄荣辉，夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用，1985，气象学报，**43**，208 ~ 219，1985。

[7] 赵彦、郭裕福，短期气候数值预测中海温和初始场作用的敏感性试验，应用气象学报，**11**(增刊)，21 ~ 30，2000。

[8] 吴国雄、刘还珠，降水对热带海表温度异常的邻域响应，I.数值模拟，大气科学，**19**(4)，422～434，1995。

[9] 吴国雄、孙凤英，降水对热带海表温度异常的邻域响应，II.资料分析，大气科学，**19**(6)，663～676，1995。

[10] 王会军、薛峰、毕训强，气候模式的年际变率和可预测性，应用气象学报，**8**(增刊)，217～222，1997。

[11] Yang, F. L., Yuang C. G., Comparative and analyses on monsoon and regional precipitation, *Theoretical and Applied Climatology* ,**55**(1－4): 163－176,1966.

[12] Wang Hui-Jun, Xue Feng and Bi Xun-Qiang, The interannual variability and predictability in a global climate model, *Adv. in atmos. Sci* .,**14**: 554－562,1997.

[13] 赵彦，中国汛期旱涝预测的机理研究和预测方法研究，中国科学院大气物理研究所博士论文，2000。

[14] Zeng Q. C., Yuan C. G., Wang W. Q. and Zhang R. H., Experiments in numerical extra-seasonal prediction of climate anomalies, *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* , **14**(1): 1－24,1990.

[15] Yuan C. G., Xu Li, Q. C. Zeng, Numerical prediction of short-term climate in China in the summer of 1991, Progress Report of Center of Climatic and Environmental Prediction Research, CCEPRE Monography, No.1: 20－25,1994.

[16] Zeng Qingcun, Experiments of seasonal and extraseasonal prediction of summer monsoon precipitation, Preceedings of the International Conference on Monsoon Variabitity and Prediction, Trieste, Italy, 9－13 May, 452－459,1994.

[17] Yuan Chongguang, Li Xu, Wang Huijun et. al., Short-term Climatic anomaly numerical prediction research in IAP/CAS, 1995－998 China national report on meteorology and atmospheric science, 28－45,1999.

[18] 周广庆，热带太平洋和全球大气耦合环流模式的设计和气候的数值模拟，中国科学院大气物理研究所博士论文，1996。

[19] Zeng Qingcun, Zhang B. L., Yuang C.G., Lu P.S., Yang F.L., Li X. And Wang H.J., A note on some methods suitable for verifying and correcting the prediction of climate anomaly, *Adv in Atmos. Sci* ., **11**(2): 121－127,1994.

[20] Zeng Qingcun, Yuan Chongguang, Li Xu et al., Seasonal and extraseasonal predictions of summer monsoon precipitation by GCMs, *Adv. in Atmos. Sci* ., **14**(2): 163－176,1997.

[21] 袁重光、赵彦、李旭、曾庆存，气候预测中的集合方法的初探，大气科学，**24**(2)，207～214，2000。

[22] 赵彦、李旭、袁重光、郭裕福，IAP 短期气候距平预测系统的定量评估及订正技术的改进研究，气候与环境研究，**4**(4)，353～364，1999。

[23] 李旭，短期气候异常的数值模拟与预测研究，中国科学院大气物理研究所博士论文，1992。

第十三章 气候模式的发展与季度预测试验

自20世纪80年代以来，全球气候观测系统的不断完善、国际大型外场观测试验的成功实施以及高性能计算机的飞速发展，为气候模式的迅猛发展提供了基础和条件。近20年来气候模式的复杂程度和模拟能力得到了显著的提高，目前已成为研究全球和区域气候的形成及变异、气候系统各圈层之间的相互作用以及人类活动的影响等的有力工具。利用耦合模式进行短期气候预测的试验也已经开展起来。本章试图对气候模式(包括大气环流模式、海洋环流模式、陆面过程模式以及区域气候模式)的发展以及季节尺度数值预测试验的进展进行综合评述，并简要介绍有关的国际大型研究计划的情况。

§13.1 大气环流模式的发展

目前应用于气候研究的大气环流模式，其动力学部分的理论和数值技术在20世纪70年代已基本成型，一般可分为格点模式和谱模式。近20年来在模式动力学框架方面的研究进展主要集中在半拉格朗日方法的应用、参考大气的引入和一些高阶守恒格式的构造以及为适应大规模并行计算机的开发而开展的并行计算研究等方面。

80年代以来大气环流模式的最大发展是研制出适用于不同研究目的的、复杂程度各异的物理过程参数化方案。一个明显的特点是，目前的气候模式已不再停留在“选美”(Beauty Contest)的阶段，即单纯比较模式模拟降水等变量的能力，而是发展到进一步深入考察模式对物理过程和因子的模拟能力，即研究模式物理的真实性。

辐射过程是大气环流模式必须考虑的一个物理过程。目前几乎所有的大气环流模式都考虑了辐射的日变化。最近发展或改进的短波辐射方案主要有 Fouquart 和 Bonnel(1980)、Zdunkowski 等(1980, 1982)、Liou 和 Ou(1981)、Davies(1982)、Hense 等(1982)、Cess(1985)、Cess 等

(1985)、Kiehl 等(1987)、Harshvardhan 等(1987, 1989)、Ou 和 Liou (1988)、Oh(1989)、Morcrette(1989, 1990, 1991)、Oh 和 Schlesinger (1991c)、Briegleb(1992)、Ritter 和 Geleyn(1992)、Ingram(1993)、Oh 等 (1994)、Nakajima 等(1996)等;长波辐射方案主要有 Clough 等(1980)、Zdunkowski 等(1980, 1982)、Liou 和 Ou(1981)、Fels 和 Schwarzkopf (1981)、Garand(1983)、Feigelson(1984)、Cess 等(1985)、Slingo 和 Wilderspin(1986)、Harshvardhan 等(1987, 1989)、Ou 和 Liou(1988)、Podolskaya 和 Rivin(1988)、Eickerling(1989)、Oh(1989)、Shibata 和 Aoki (1989)、Sugi 等(1989)、Morcrette(1989, 1990, 1991)、Garand 和 Mailhot (1990)、Fels 等(1991)、Kiehl 和 Briegleb(1991)、Oh 和 Schlesinger (1991c)、Wang 等(1991a, b)、Ritter 和 Geleyn(1992)、Nakajima 等 (1996)等。

对流过程是另一个极为重要的次网格尺度过程,直接影响模式对降水的模拟效果。对流参数化方案可简单地分为浅对流方案和深对流方案。早期发展的对流参数化方案,如 Manabe 和 Strickler(1964)、Kuo (1965)、Manabe 等(1965)、Arakawa 等(1969)、Arakawa(1972)、Arakawa 和 Schubert(1974)、Kuo(1974)、Kreitzberg 和 Perkey(1976)、Anthes (1977)等,在大气环流的模拟中被证明是有效的,目前还在使用。80 年代以来新发展或改进的对流参数化方案主要有 Sela(1980)、Tiedtke (1983)、Boer 等(1984a)、Bougeault(1985)、Geleyn(1987)、Del Genio 和 Yao(1988)、Tiedtke 等(1988)、Tiedtke(1988, 1989)、Tokioka 等(1988)、Yao 和 Del Genio(1989)、Gregory 和 Rowntree(1990)、Moorthi 和 Suarez (1992)、Randall 和 Pan(1993)、Betts 和 Miller(1993)、Hack(1994)、Nordeng(1996)等。

重力波拖曳是指当稳定的气流越过不规则的下垫面时,地形起伏可能激发出向上传播的重力波。大部分气候模式中都采用参数化的方法表示这种由地形影响造成的动量传输过程。目前常用的重力波拖曳参数化方案主要有 Hansen 等(1983)、Boer 等(1984a)、Palmer 等 (1986)、Chouinard 等(1986)、McFarlane (1987)、Clary(1987)、Pierrehumbert(1987)、Alpert 等(1988)、Stern 和 Pierrehumbert (1988)、Yagai 和 Yamazaki(1988)、Miller 等(1989)、Iwasaki 等(1989a, b)、Wilson 和

Swinbank(1989)、Broccoli 和 Manabe(1992)、Kirtman 等(1993)、Deque 等(1994)。

在大气化学方面,几乎所有的大气环流模式都考虑了臭氧,绝大部分只考虑臭氧的气候平均分布,也有一部分模式将臭氧含量作为预报量。除二氧化碳和水汽外,一些模式已开始引入氧、甲烷、氧化二氮、一氧化碳、氧化一氮、氟化物、氯氟烃以及气溶胶等的大气化学过程。

一个正在执行中的国际性研究计划——大气模式比较计划(AMIP),对大气模式的发展起了很大的推动作用。该计划的设立早在 1989 年即由世界气候研究计划(WCRP)的数值试验工作组(WGNE)提出[1]。其研究目标是在统一的海表面温度、海冰分布、太阳常数、地球轨道参数和大气二氧化碳浓度条件下,比较不同的大气环流模式的模拟能力。开始是比较 1987 年(El Nino 年)及 1988 年(La Nina 年),后来又扩展为 1979 ~ 1988 年的 10 年。1995 年以后 AMIP 制定了新的计划,即 AMIP 的第二阶段(AMIP II),将比较的时段扩展到 1979 ~ 1996 年[2]。正式参加 AMIP I 的大气环流模式有 30 个,参加 AMIP II 的增加为 35 个(见表 13.1),均为世界上主要的气候模拟组的模式以及业务天气预报中心的模式,因此可代表当前国际大气环流模式发展的最高水平。

为了研究大气环流模式在不同方面的模拟能力,AMIP Ⅰ下设 26 个子计划,AMIP Ⅱ增至 36 个(见表 13.2)。最近 AMIP Ⅱ又批准了 3 个试验子计划,即集合实验、对分辨率的敏感性以及 TOVS-HIRS/MSU 的模式验证。

从已经结束的 AMIP Ⅰ的情况看,几乎所有模式都能够模拟出大尺度大气环流的平均季节结构,如热带低压带、两半球副热带高压和副极地低压带及其季节变化等,但对年际变率的模拟不理想。而且没有任何一个模式能够在各方面都表现较好,各个模式总是在某些方面好一些,而在另一些方面又差一些。各模式对物理变量的模拟结果也类似。这说明大气环流模式的发展还需进一步深入研究物理过程的参数化方案,提高模式的物理真实性。从参加 AMIP Ⅰ和 AMIP Ⅱ的模式比较来看,一个非常显著的特点是各模式组都不同程度地提高了模式的水平和垂直分辨率,这也是大气环流模式今后发展的另一个方向。

表 13.1　参加 AMIP II 的 35 个模式一览表

机构名称	作　者	模式名	分辨率
澳大利亚气象局研究中心	Bryant McAvaney	BMRC 5.1	T47L27
加拿大气候模拟与分析中心	Norm McFarlane	CCC GCM3	T47L32
日本气候系统研究中心	Atsushi Numaguti	CCSR/NIES AGCM	T42L18
中国气象局国家气候中心	Min Dong	CMA/NCC-T63	T63L16
法国国家气象研究中心	Michel Deque	CNRM ARPEGE Cy18	T63L45
美国海陆气相互作用研究中心	Adam Schlosser 等	COLA2.1	R40L18
澳大利亚联邦科学与工业研究组织	Barrie Hunt	CSIRO Mark 3	T63L18
美国科罗拉多州立大学	Dave Randall	CSU GEODESIC	
俄罗斯数值数学所	Vener Galin	DNM A5421	4 × 5L21
欧洲中期数值天气预报中心	Martin Miller	ECMWFCY18R5	T63L50
美国地球流体动力实验室/动力延伸预报	Bill Stern	DERF GFDLSM392.2	T42L18
美国戈达德空间科学研究所	Anthony Del Genio 和 Kenneth Lo	GISS B295DM12	4 × 5L12
美国戈达德大气实验室	William Lau 和 Yogesh Sud	GLA GEOS – 2	4 × 5L20
美国戈达德空间飞行中心	Yehui Chang	GSFC GEOS-2	2 × 2.5L70
美国戈达德空间飞行中心	Shian-Jiann Lin	NASA/NCAR Finite-Vol	2 × 2.5L55
中国科学院大气物理研究所	Qing-cun Zeng 和 Hui-jun Wang	IAP-9L	4 × 5L9
日本气象厅	Ken-ichi Kuma	JMA GSM9603	T63L30
法国动力气象实验室	Jan Polcher	LMD6P6	96 × 72L15
俄罗斯地球物理观象总台	Valentin P. Meleshko	MGO AMIP2.01	T42L14
德国马科斯-普朗克气象研究所	Erich Roeckner	MPI ECHAM4	T42L19
日本气象研究所	Akio Kitoh	MRI-JMA98	T42L30
美国国家大气研究中心	Dave Williamson	NCAR CCM3.5	T42L18
美国国家环境预报中心	Huug van den Dool	NCEP CLIMATE MODEL	T62L28
美国国家环境预报中心	Masao Kanamitsu 和 John Roads	NCEP REANL2	T62L28
日本国家地球科学和防灾研究所/日本气象厅	Isamu Yagai	NIED/JMA GCM9806	T42L21
美国海军研究实验室	Tim Hogan	NRL NOGAPS 4.0	T63L24
台湾大学	Huang-Hsiung Hsu	NTU98	T42L18
美国西北太平洋国家实验室	Steve Ghan	PNNL CCM2	T42L18
加拿大数值预报研究中心	Bernard Dugas	RPN GEM	2 × 2L30
美国纽约州立大学阿尔伯尼分校	Wei-Chyung Wang	SUNYA CCM3	T42L18
美国加州大学洛杉矶分校	C. Roberto Mechoso	UCLA AGCM6.95	2.5 × 2 × 29
英国大学全球大气模拟计划	Julian Elliott	UGAMP HADAM3	3.75 × 2.5 × 58L
美国乌尔巴那平原依利诺伊大学	Michael Schlesinger	UIUC 24-L ST-GCM	4 × 5L24
英国气象局	Vicky Pope	UKMO HADAM3	3.75 × 2.5 × 19L
韩国延世大学	Jeong-Woo Kim	YONU ST15	4 × 5L15

注：参考 AMIP 的网页 http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/，截至 2000 年 3 月 1 日。

表 13.2 AMIP 的诊断子计划及其研究目的

子计划编号	研究目的	
	AMIP Ⅰ已执行	AMIP Ⅱ已批准
1	热带地区的变率:天气到季节内时间尺度	天气-季节内的变率
2	低频振荡的比较	
3	气旋频率和外热带季节内变率	瞬变环流系统的统计
4	晴空温室敏感性、水汽分布及云的辐射强迫	
5	海表边界层通量	海表面热量、动量和淡水通量及其输送
6	季风(与 MONEG/TOGA, WGNE 合作)	亚洲夏季风的季节内-年际变率
7	大气环流模式中水文过程的比较	水文过程的验证
8	极地现象和海冰(与 SIOMP/ACSYS 合作)	
9	南半球高纬度对流层环流的验证	极地过程和海冰
10	大气环流模式中大气阻塞的诊断	
11	大气环流模式中湿度、水汽通量和土壤湿度的验证	土壤湿度和陆地水收支的验证
12	陆面过程及其参数化(与 PILPS/GCIP/GEWEX, WGNE 合作)	陆面过程及其参数化
13	利用大气环流模式和观测资料进行全球云变化的诊断	全球云的验证
14	云的辐射强迫:相互比较和验证	
15	全球数值模式中大气角动量振荡	角动量和行星动量的平衡
16	平流层环流的模拟	平流层环流的模拟(与 GRIPS 合作)
17	多尺度水和能量平衡过程(与 GCIP/GEWEX 合作)	
18	目前的大气环流模式模拟极端事件和环流型的能力	地表气候极值的比较
19	微波探测器(MSU)资料的模式验证	
20	与南部非洲有关的大气环流特征的模拟比较	西非季风的模式验证
21	表面月和日时间尺度气候及区域气候异常	地表气候学
22	气候模式波数域能量的比较分析	
23	大气活动中心的变化	大气活动中心的变化
24	1979 ~ 1988 年里海区域气候资料与 AMIP 模式输出的比较分析	
25	东亚气候的环流模式模拟	东亚气候
26	AMIP 模拟的季风降水	季风降水
27		对流层湿度和经向水汽通量
28		大气环流模式中的雪盖
29		非线性环流域的诊断
30		大气环流模式中驻波的维持机制
31		热带气旋最大可能强度(MPI)的气候学
32		地表和大气辐射通量
33		大气输送和动能
34		对流和高层水汽与卫星水汽通道资料的验证
35		热带大西洋季节-年代际变率
36		水汽和云反馈过程

注:参考 AMIP 的网页 http://www - pcmdi.llnl.gov/amip/。

§13.2　海洋环流模式和海气耦合方案的发展

虽然 Bryan(1969)很早就提出建立海洋环流模式(OGCM),但其快速发展时期还是在 80 年代以后,世界各主要国家均先后建立起三维原始方程大洋环流模式,并在此基础上实现了大气环流模式与大洋环流模式的耦合。

目前的 OGCM 不仅包括了其它简单海洋模式的物理过程,又加上洋流、涌升和次网格尺度垂直和水平混合过程对海温和海冰分布的贡献。绝大部分 OGCM 已采用真实海岸线和海底地形分布。对计算格式和参数的选取也进行了大量的研究,如沿等密度面扩散格式的提出就较好地解决了早期海洋环流模式中存在的温跃层过厚的问题。

目前 OGCM 已成功地模拟出当代海洋气候,特别是全球大洋温盐环流和南极绕流的基本特征[3],并研究了年代际、世纪尺度和千年尺度温盐环流的内部变率及其物理机制[4~7]。对温盐环流多平衡态的研究发现温盐环流的稳定性对于高纬度海表面淡水通量变化极为敏感[8~11]。

海-气耦合方案在近 10 年间也取得了显著的进展。主要由于海-气模式在耦合界面上各种通量的误差在耦合过程中不稳定的增长,会产生气候漂移现象。为解决这一问题,Sausen 等(1988)[12]提出了"通量订正"技术。以后又有一些工作提出了改进方案[13~15]。这一时期的耦合模式大多采用这一技术。NCAR/CSM[16]率先实现了大气模式与海洋模式的直接耦合。在参加耦合模式比较计划(CMIP)的模式中,几乎一半的模式都不再采用通量订正技术。

目前正在执行中的耦合模式比较计划(CMIP)对海气耦合模式的发展起了很大的推动作用。CMIP 由 CLIVAR 的第二数值试验组(NEG-2)于 1995 年 发起,其目的是研究耦合模式(CGCM)模拟的气候变率和可预报性,并利用观测资料对模拟结果进行检验;利用海气耦合模式预报未来的气候变化,如由人类活动增强的温室效应导致的气候变暖;CGCM 的模拟结果还可以与上个世纪自然的气候变化进行比较。参加 CMIP 的模式均来自世界上主要的气候模拟组,可代表当前国际耦合模式发展的最高水平。其基本情况由表 13.3 给出。

表 13.3 参加 CMIP Ⅰ的

模　式	机构名称	作者及发表时间
BMRC	澳大利亚气象局研究中心	Power 等(1993)
CCCMA	加拿大气候模拟与分析中心	Flato 等(1998), Boer 等(1998)
CCSR	日本气候系统研究中心	Abe-Ouchi 等(1996)
CERFACS	欧洲科学计算研究和高级培训中心	Guilyardi 和 Madec(1997)
COLA	美国海陆气相互作用研究中心	Schneider 等(1997) Schneider 和 Zhu(1998) 或 Dewitt 和 Schneider(1999)
CSIRO	澳大利亚联邦科学与工业研究组织	Gordon 和 O'Farrell(1997) Hirst 等(2000)
ECHAM1 + LSG	德国马科斯-普朗克气象研究所	Cubasch 等(1992) Von Storch(1994) Von Storch 等(1997)
ECHAM3 + LSG	德国马科斯-普朗克气象研究所	Voss 等(1998)
ECHAM4 + OPYC3	德国马科斯-普朗克气象研究所	Roeckner 等(1996b)
GFDL	美国地球流体动力实验室	Manabe 等(1991) Manabe 和 Stouffer(1996)
GISS(Miller)	美国戈达德空间科学研究所	Miller 和 Jiang(1996)
GISS(Russell)	美国戈达德空间科学研究所	Russell 等(1995)
IAP/LASG	中国科学院大气物理研究所	Zhang 等(1992) Yu 和 Zhang(1997)
LMD/IPSL	法国动力气象实验室	Braconnot 等(1997) Fichefet(1997)
MRI	德国马科斯-普朗克气象研究所	Tokioka 等(1996)
NCAR(CSM)	美国国家大气研究中心	Boville 和 Gent(1998)
NCAR (Wash 和 Meehl)	美国国家大气研究中心	Meehl 和 Washington(1995) Washington 和 Meehl(1996)
NRL	美国海军研究实验室	Hogan 和 Li(1997) Li 和 Hogan(1998)
UKMO(HadCM2)	英国气象局	Johns(1996), Johns 等(1997)

注:参考 CMIP 的网页 http://www - pcmdi.llnl.gov/cmip/。

耦合模式及其主要特征

大气模式分辨率	海洋模式分辨率	通量订正	积分时间
R21（3.2×5.6）L9	3.2×5.6 L12	无	105 年
T32（3.8×3.8）L10	1.8×1.8 L29	热量和水	150 年
T21（5.6×5.6）L20	2.8×2.8 L17	热量和水	40 年
T21（5.6×5.6）L30	2.0×2.0 L31	无	40 年
R15（4.5×7.5）L9 或 T30（4×4）L18	5.0×1.5 L20 或 3.0×3.0 L20	无	191 年
R21（3.2×5.6）L9	3.2×5.6 L21	热量、水和动量	100 年
T21（5.6×5.6）L19	4.0×4.0 L11	热量、水和动量	960 年
T21（5.6×5.6）L19	4.0×4.0 L11	热量、水和动量	1000 年
T42（2.8×2.8）L19	2.8×2.8 L11	热量和水(年平均)	240 年
R15（4.5×7.5）L9	4.5×3.7 L12	热量和水	1000 年
4.0×5.0 L9	4.0×5.0 L16	无	89 年
4.0×5.0 L9	4.0×5.0 L13	无	98 年
R15（4.5×7.5）L9	4.0×5.0 L20	海表盐度存为观测值	50 年
1.6×3.8 L15	2.0×2.0 L31	无	24 年
4.0×5.0 L15	2.0×2.5 L21	热量和水	100 年
T42（2.8×2.8）L18	2.0×2.4 L45	无	300 年
R15（4.5×7.5）L9	1.0×1.0 L20	无	100 年
T47（2.5×2.5）L18	1.0×2.0 L25	海冰固定为观测值	36 年
2.5×3.75 L19	2.5×3.75 L20	热量和水	1085 年

在 CMIP 研究的第一个阶段(CMIP1),主要比较模式的"控制试验",即在试验中大气二氧化碳含量和太阳常数等保持不变。从模式模拟的地表气温来看,各模式均能成功地模拟出较小的时间尺度变率如季节循环。由于几乎一半的模式没有使用通量订正以去除气候漂移,这个结果特别令人鼓舞[17]。但对于年际变率的模拟,各模式的差别较大且普遍小于观测的变率。对于更长的时间尺度如年代际变率,各模式的模拟似乎比较一致。1997 年 1 月以后 CMIP 进入第二阶段,重点研究模式对给定的人为气候强迫情景(大气二氧化碳含量每年增加 1%)的响应。模式需积分 80 年,在第 70 年时大气二氧化碳含量将为现在的 2 倍。目前已完成的工作分析了耦合模式预报人为气候变化的不确定性[18]。

§13.3 陆面过程模式的发展

70 年代以来,陆面过程在气候学、中尺度气象学、天气和短期气候预报以及地球生物化学等方面的重要性逐渐得到认识。与此同时,陆面过程模式得到了迅速的发展,大体经历了三个阶段。

最初是 Manabe 等(1969)提出了一个非常简单的"吊桶(Bucket)"模式,并将其引入到大气环流模式中。该模型利用总体空气动力学输送公式和几个均匀的陆面参数对土壤水的蒸发和地表径流进行简单的参数化,并假设地面的蒸发与桶里的水量成正比,当桶里的水满了后,水就从桶里流出来变成径流。虽然这一模型对陆面水文过程的考虑极为简单,但至今仍被气象学界所应用。

80 年代以来随着对植被生理、微观气象学和水文过程相互作用认识的逐渐深入,陆面过程模式的发展进入第二个阶段。这个阶段的陆面过程模式显式地引入植被生物物理过程,利用对陆面参数的直接观测,根据物理概念和理论建立了复杂的关于植被覆盖表面上空的辐射、水分、热量和动量交换等过程的参数化方案,较为真实地考虑了植被在陆面过程中的作用,特别是细致地考虑了植被对陆面水分和能量收支所起的作用。本质上它们都属于土壤、植被与大气间的输运模型,即"大叶模型"。这一阶段的模式以生物圈 – 大气传输方案(BATS)[19,20]、简单生物圈模

式(SiB)[21]以及简化的简单生物圈模式(SsiB)[22]等为代表。

第三阶段的陆面过程模式是从90年代以来发展起来的,主要根据光合作用和植物水分的关系,考虑了植物的水汽吸收并将考虑了植物吸收二氧化碳进行光合作用的生物化学模式引入了陆面模式中。这一阶段的陆面过程模式对地表碳通量和二氧化碳浓度的日循环和季节循环具有较好的模拟能力,可真实地模拟出地表植被对二氧化碳的吸收率,改进了对地表能量和水循环的模拟,可用于模拟因大气中二氧化碳浓度增加而增强的温室效应,如陆面模式(LSM)[23]和改进的简单生物圈模式(SiB2)[24,25]等。

虽然陆面过程模式的发展取得了较大的进展,但其中许多理论问题尚不十分清楚,模式中一些重要参数的确定也缺乏客观性。为了利用外场观测资料对陆面过程模式进行标定和验证,从80年代中期以来,在全球不同的气候带开展了一系列国际大型陆面过程观测实验(表13.4)。这些实验研究主要从局地尺度的土壤-植被-大气相互作用的加强观测入手,借助卫星遥感资料由点及面并进行时间上以及观测项目的扩展,进而进行陆面过程模式的验证和改进。这些陆面过程实验计划的一个突出特点是数值模拟和外场实验的紧密结合,例如联合国环境规划署(UNEP)设立的"国际卫星陆面气候学计划(ISLSCP)"在美国中部Kansas草原开展的第一次试验FIFE,就制定了相关的模拟研究计划"全球土壤湿度研究(GSWP)"。这些陆面过程观测实验的实施,极大地促进了陆面过程模式的发展。

目前国际上进行陆面过程模式研究的另一个重点是陆面过程方案的比较。由于现有的陆面过程模式对陆面过程不同方面的描述有很大不同,为了进一步改进和提高陆面过程模式对陆气间的水、能量和碳交换的模拟能力,进而改进气候和天气预报模式中对陆气相互作用的参数化方案,WCRP和GEWEX从1992年起共同发起了陆面参数化方案的相互比较计划(PILPS)[26],参加的模式大约有30个,详见表13.5。该计划的实施共分5个阶段。预备阶段为各模式组进一步改进模式;第一个阶段利用人为给定的外强迫进行独立实验,发现各模式对地表能量和水的模拟存在很大的差异;第二个阶段利用实际观测的外强迫和验证资料对各模式进行相互比较。观测资料来自荷兰的Cabauw、法

表 13.4 国际大型陆面过

实验名称	实验地点	实验区面积（km^2）	实验地点植被或气候状况
英国-巴西气候观测计划（ABRACOS）	亚马孙平原东部、中部和西南部的 3 个地点	5.8 × 106	原始雨林和牧场
波罗的海实验（BALTEX）	波罗的海区域		温带气候
北方生态系统-大气研究（BOREAS）	加拿大北部	1000 × 1000	北方森林
欧洲植被、大气和陆面之间的气候和水文相互作用的国家计划-受沙漠化威胁地区的外场实验（EFEDA-ECHIVAL）	西班牙东南部	100 × 100	半干旱区
第一次 ISLSCP 外场观测（FIFE）	美国堪萨斯中部	15 × 15	多种下垫面植被类型，包括长廊林、作物、原生和人工草场、牧场及湿草原保留地
GEWEX 亚洲季风实验（GAME）	西伯利亚（GAME-Siberia），青藏高原（GAME-Tibet），中国淮河流域（GAME-HUBEX），以及东南亚热带湿润带		
GEWEX 大陆尺度国际计划（GCIP）	密西西比河流域、美国中部和加拿大南部	3.222 × 106	湿草原、森林和单作农业
水文和大气预实验（Modelisation du Bilan Hydrique，HAPEX-MOBILHY）	法国南部	100 × 100	地中海式气候，混合的作物和森林
西非荒漠草原水文和大气预实验（HAPEX Sahel）	尼日尔西部	100 × 100	北部为一年生牧草和散布着灌木的草原，向南逐渐为苏丹热带稀树干草原、多年生牧草，南部为雨养耕作区
黑河流域外场实验（HEIFE）	中国西部黑河流域		干旱到半干旱气候的沙漠、非沙漠植被、森林的群落交错区

程观测实验一览表

实验目的	观测时间（年代）
监测亚马孙河流域的气候，提高对森林砍伐影响的认识，并为标定和验证大气环流模式以及亚马孙河流域雨林和牧场的局地模式提供资料	1990 ~ 1995
研究环波罗的海区域的能量和水收支的时空变率及其机制；研究这些机制与全球大尺度大气、海洋环流系统的关系；发展可移植的研究方法，为世界其它地区的气候、气候影响和环境研究做出贡献	1994 ~ 2001
加深对北方森林的认识，特别是对北方森林与其上空大气之间辐射能量、感热、水、二氧化碳和痕量气体交换的认识	1993 ~ 1996
研究半干旱条件下陆面过程的相互作用，包括地下水、地表的水和能量交换、中尺度大气环流系统以及人类活动的影响	1991 ~ 1995
研究控制陆气之间辐射、水汽和二氧化碳通量的生物物理过程；发展和检验上述过程的遥感观测方法；研究如何将遥感的像素信息应用于区域尺度模拟	1987 ~ 1989
研究亚洲季风在全球能量和水循环中的作用，提高对亚洲季风的模拟和季节预报能力，包括：①建立 GAME 卫星和亚洲自动天气观测站网（AAN）；②在上述四个地区开展外场观测实验；③研究亚洲季风区的大气和水圈参数的四维资料同化（4DDA）；④利用全球和区域大气模式以及大尺度水文模式开展水文-气象过程的模拟研究；⑤建立资料存储和信息网络（GAIN）	1996 ~
确定大陆尺度上水分和能量平衡的时空变率；发展和验证大尺度水文模式、高分辨率大气模式以及水文 - 大气耦合模式；为当前和未来的卫星观测与陆基的加强观测能够实现耦合而发展和检验信息反演系统；利用模式预报未来气候变化对区域水文和气温的影响	1995 ~
研究与大气环流模式网格尺度相适应的陆气相互作用，特别是蒸发过程，观测项目包括蒸发通量和辐射通量，以及计算蒸发通量所必需的气象和水文参数；实验目的为对现有的蒸发通量参数化方案进行检验，并发展新的参数化格式	1985 ~ 1986
加深对西非荒漠草原在大气环流中作用的认识，特别是大气环流与持续干旱的关系；外场实验包括对大气、地表以及一个 1° × 1°典型植被分布区域内某些次网格过程的观测	1990 ~ 1993
加深对内陆河流域的水循环以及干旱和半干旱区的地气之间动量、热量、水汽和二氧化碳交换特征的认识；提高对干旱区辐射物理学的了解，进行地基观测与卫星遥感资料的对比研究，将模式输入所需的状态参数进行定量化；研究沙漠地区大气尘埃物质的分布和传输特征，以及气溶胶对气候的可能影响；检验土壤 - 植被 - 大气模式、边界层模式、区域模式及其参数化格式，并试验将小尺度的结果应用于更大的尺度	1992 ~ 1993

续表 13.4

实验名称	实验地点	实验区面积（km^2）	实验地点植被或气候状况
内蒙古草原大气-地表研究（IMGRASS）	中国锡林浩特		以草原为主，包括少部分的稀树、灌木、草甸、农场以及荒地，还可见森林沼泽地
IGBP 北欧亚大陆研究	西伯利亚，包括两个主要的南北剖面：远东西伯利亚剖面和西西伯利亚剖面		西伯利亚冻原，西部湿东部干，植被主要为北方森林
亚马孙河流域大尺度生物圈-大气实验（LBA）	亚马孙河流域	2000 × 2000	热带雨林
北半球气候过程陆面实验（NOPEX）	瑞典中部，距海边大约 50km		以北方松林为主，主要是挪威云杉和苏格兰松
相互作用尺度观测（OASIS）	澳大利亚东南部、墨累-达令河流域	40000	西部为半干旱盐土灌木，东部为雨养小麦
德国区域气候计划（REKLIP）	莱茵河上游的中部和南部	80 × 200	农场、针叶林（苏格兰松、冷杉和云杉）以及农业用地
青藏高原外场观测（TIPEX）	青藏高原		

实验目的	观测时间（年代）
外场实验包括云微物理、辐射气溶胶和气相化学，边界层湍流和微尺度结构以及许多物质的地表通量；研究锡林河流域的水循环、云和降水、能量平衡，以及陆面过程参数化方案	1994～
预报全球变化对碳循环的直接作用；预报全球变化对水和能量的陆气交换以及地下水的影响；预报全球变化对冻原的组成和结构、北方生态系统及其相互作用的影响；确定由人类活动驱动的地表覆盖变化和扰动层变化（火、虫灾、永冻层融化等）与地球生物化学循环之间的相互作用，特别是与冻原和北方生态系统的作用、结构和组成之间的相互作用	
研究亚马孙河流域作为一个整体在气候系统中的作用，以及土地利用和气候变化对亚马孙河流域化学和物理过程的影响，包括该区域的可持续发展和对全球气候的影响；该研究计划包括 6 个方面的内容：物理气候、碳储存和交换、生物化学、大气化学、陆面水文和水化学、土地利用和植被覆盖	1996～2003
研究在以北方森林为主的混合植被下垫面上区域尺度的陆面过程，目的是将能量和物质收支定量化，从而改进水文-大气模式中的陆气之间水、能量和碳交换参数化方案	1994～1996
测量、模拟不同区域的地表能量、水、二氧化碳、甲烷以及一氧化二氮的平衡，每个区域空间尺度从 1～2000km，时间尺度从 1 小时到 1 年；发展、验证尺度转换的方法，包括物理方法	1994～1995
综合分析山区的气象和气候条件；研究区域能量平衡和蒸发过程；研究加强观测期内由地形引起的变化；应用现有的非静力模式研究复杂地形条件下的能量收支；研究非均一地形条件下的地表通量参数化方案	
描述青藏高原的陆气相互作用、能量/水循环、边界层/对流层结构、云/辐射过程等，发展上述过程的参数化方案；加深对青藏高原的物理过程对全球和区域气候变化及东亚灾害性天气的形成和发展的认识；发展新的适用于青藏高原的参数化方案，提高数值预报模式对气候变化和灾害性天气的预报能力	1994～

表 13.5 参加 PILPS 比较计划的主要

模 式	林冠层数	叶面对降水的截留	模式层数		
			土壤温度	土壤湿度	根系
BATS1E	1	有	2	3	2
BEST	1	有	3	2	2
BUCKET	0	无	0	1	1
CLASS	1	有	3	3	3
CSIRO	1	有	3	2	1
GISS	1	有	6	6	6
ISBA	1	有	2~3	2	1
TOPLATS	1	有	1	2	1
LEAF	1	有	7	7	3
LSX	2	有	6	6	6
GFDL	0	无	1	1	1
MILLY	0	无	1	1	1
MIT	0	无	3	3	3
MOSAIC	1	有	2	3	2
NMC-MRF	1	有	1	1	1
CAPS	1	有	2	2	1
PLACE	1	有	30	30	2
RSTOM	——	无	0	1	1
SPONSOR	1	有	1	2	2
SECHIBA	1	有	2	2	1
SSIB	1	有	2	3	1
UKMO	1	有	4	1	1
VIC	1	有	1	2	1
BIOME	1	有	1	1	1
UGAMP	1	有	3	3	2
SIBJMA	2	有	4	3	3
SECHIBA2	1	有	2	2	1

陆面过程模式及其性能(引自文献[27])

遵从的物理规律			参考文献
林　　冠	土壤温度	土壤湿度	
Penman/Monteith	强迫-恢复	Darcy 定律	Dickinson 等(1986,1993)
Penman/Monteith	强迫-恢复	Philip-de Vries	Pitman 等(1991);Cogley 等(1990)
——	瞬时地表热量平衡	吊桶 + 变化	Robock 等(1995)
Penman/Monteith	热量扩散	Darcy 定律	Verseghy(1991);Verseghy 等(1993)
空气动力学	热量扩散	强迫-恢复	Kowalczyk 等(1991)
空气动力学	空气动力学	Darcy 定律	Abramopoulos 等(1988)
空气动力学	强迫-恢复	强迫-恢复	Noilhan 和 Planton(1989)
Penman/Monteith	热量扩散	Philip-de Vries	Famiglietti 和 Wood(1994)
Penman/Monteith	热量扩散	Darcy 定律	Avissar 和 Pielke(1989)
Penman/Monteith	热量扩散	Philip-de Vries	
——	——	吊桶	Manabe(1969)
——	——	吊桶	Manabe(1969)
——	热量扩散	Darcy 定律	Abramopoulos 等(1988);Entekhabi 和 Eagleson(1989)
Penman/Monteith	——	Darcy 定律	Koster 和 Suarez(1992)
与土壤混合	——	——	Pan(1990)
Penman/Monteith	热量扩散	扩散	Mahrt 和 Pan(1984)
与 Ohm 定律相似	强迫-恢复	强迫-恢复	Wetzel 和 Chang(1988)
——	——	吊桶 + 变化	Milly(1992)
Penman/Monteith	热量扩散	变化	Shmakin(1994)
Penman/Monteith	强迫-恢复	Choisnel	Ducoudre 等(1993)
Penman/Monteith	强迫-恢复	扩散	Xue 等(1991)
Penman/Monteith	热量扩散	扩散	Warrilow 等(1986)
Penman/Monteith 或全能量平衡	热量扩散	Philip-de Vries	Liang 等(1994)
Penman/Monteith	强迫-恢复		
空气动力学	热量扩散	Darcy 定律	——
Penman/Monteith	热量扩散	扩散	Sellers 等(1986)
Penman/Monteith	强迫-恢复	Choisnel	——

国的 HAPEX – MOBILHY、美国的红河 – 阿肯色河流域以及前苏联的 Valdai。比较结果发现各模式对地表能量和水通量的模拟存在很大不同;第三个阶段与大气环流模式比较计划(AMIP)合作,对陆面过程模式与大气模式的耦合结果进行比较,目前已完成了大尺度分析和独立实验区域的模拟性能检验[28,29]。由于实验中大气强迫不同,各模式所模拟地表温度的差异比第一、二阶段的独立实验还大[30];第四阶段将一些陆面过程模式与两个大气环流模式相耦合,即澳大利亚 BMRC 的有限区域预报系统(LAPS)和美国 NCAR 的公用气候模式 CCM3,目前已完成了对初步耦合的评估[31]。

目前看来,尽管现有的陆面模式在某个或某些方面的模拟效果较好,但由于陆面过程的复杂多样性,模式中仍存在很多不确定性,至今仍没有一个模式能很好地模拟整个过程[32]。大多数模式对湿润区植被分布均匀地区的模拟较好,而对雪盖、冻土、沙漠、稀疏植被及分布不均匀下垫面的模拟有很大缺陷,还需在这些方面加强研究。

§13.4 耦合模式季度预测的可预报性与预报试验

对于季节尺度的短期气候预测,外部强迫特别是下垫面异常的缓慢变化极其重要,是制作短期气候预测的理论依据[33]。由于大气环流的混沌性质和初值的不确定性,目前在气候模式的季度预测中广泛采用集合预报的方法。已有的研究表明,集合预报可以显著地提高季节预测的技巧。同时,集合预报中各成员之间预报结果的离散程度,能够作为预报可信程度(可预报性)的一种量度[34,35]。

由于对大气而言海表面温度异常(SSTA)是最重要的一个外强迫因子,许多学者利用大气环流模式和给定的全球海表面温度(SST),研究了外强迫变化与大气内部混沌性质之间的关系[35~51]。一般采用方差分析的方法,即将由具有实际变率的 SST 强迫下 AGCM 各集合成员之间的方差与由气候平均海温强迫下的方差进行比较,二者的比值可称为潜在可预报性[52,53]。这里所谓“潜在”是指为了研究气候模式季度预测的可预报性而采用了给定的 SST,而没有利用海气耦合模式预报的海温,当然实际的季度预测必须利用耦合模式。这些研究的主要

结论是，ENSO 循环中的 El Nino 和 La Nina 位相期间的潜在可预报性较强，而且 El Nino 位相期的可预报性要高于 La Nina 位相期；热带地区的可预报性要高于中高纬度，而且不同季节的可预报性有较大差别。

为了研究耦合模式季度预测的可预报性，CLIVAR NEG-1（季节－年际预报工作组（WGSIP）的前身）于 1996 年发起了季节预报模式比较计划（SMIP）。在 SMIP 的第一阶段，对 1982～1983 年、1986～1987 年、1987～1988 年和 1992～1993 年的冬季（12 月～3 月），1987 年、1988 年、1993 年和 1994 年的夏季（6～9 月）进行了 5（或 9）个集合成员的 4 个月集合预报。Kitoh 等（2000）[54]指出各模式的预报技巧和可信程度差别很大。有意思的是，多个模式平均的预报技巧几乎与表现最好的模式相同。模式对 1982～1983 年冬季北半球 500hPa 高度场距平的预报技巧要明显高于其它冬季个例，显然这与强 El Nino 事件有关。模式对热带太平洋降水距平的预报技巧似乎高于北太平洋的高度场距平。一般来说，模式对夏季个例的预报效果较差，对受 ENSO 直接影响较小的外热带地区的预报效果较差。

目前 SMIP 的研究已进入第二阶段，将增加研究的个例（1979～1999 年共 21 年，集合成员数增加到 10 个，每个个例预报 7 个月），还要开展对“第二类”季节可预报性的研究，与 GSWP 合作进行地表状况的初始化，并利用海气耦合模式进行季度预报试验。

在进行理论研究的同时，一些国家的气候业务部门已经开始利用耦合模式进行季节尺度的试验性预报。美国 NCEP 的 CPC，从 1992 年开始试作长时效季度气候展望，1995 年开始正式发布预报。其预报方法之一是耦合模式预报（CMP），采用的是一个水平分辨率为 T40、垂直方向为 18 层的大气模式与 28 层的热带太平洋海洋模式相耦合，用耦合模式预报出的热带太平洋 SSTA 强迫大气环流模式进行 20 个成员的集合季度气候预报[55]。这种方法被称为“两步法（two-tier approach）”。从 2000 年 3 月起，该预报系统升级为 CMS，主要的改进是引入了陆面过程（土壤湿度）的初始化。图 13.1 为提前 1 个月的北美大陆地区降水和地表气温、北太平洋和北美 PNA 地区（180～60°W，20～80°N）200hPa 高度场的预报技巧（预报和观测场之间的空间距平相关）。1997 年 1～3 月到 1999 年 10～12 月用的是 NCEP MRF9 模式，

从2000年4~6月开始用的是NCEP SFM模式。由图可见,预报技巧相当不稳定,随时间变化很大。而且有迹象显示,预报技巧的变化与热带赤道东太平洋SSTA有关。

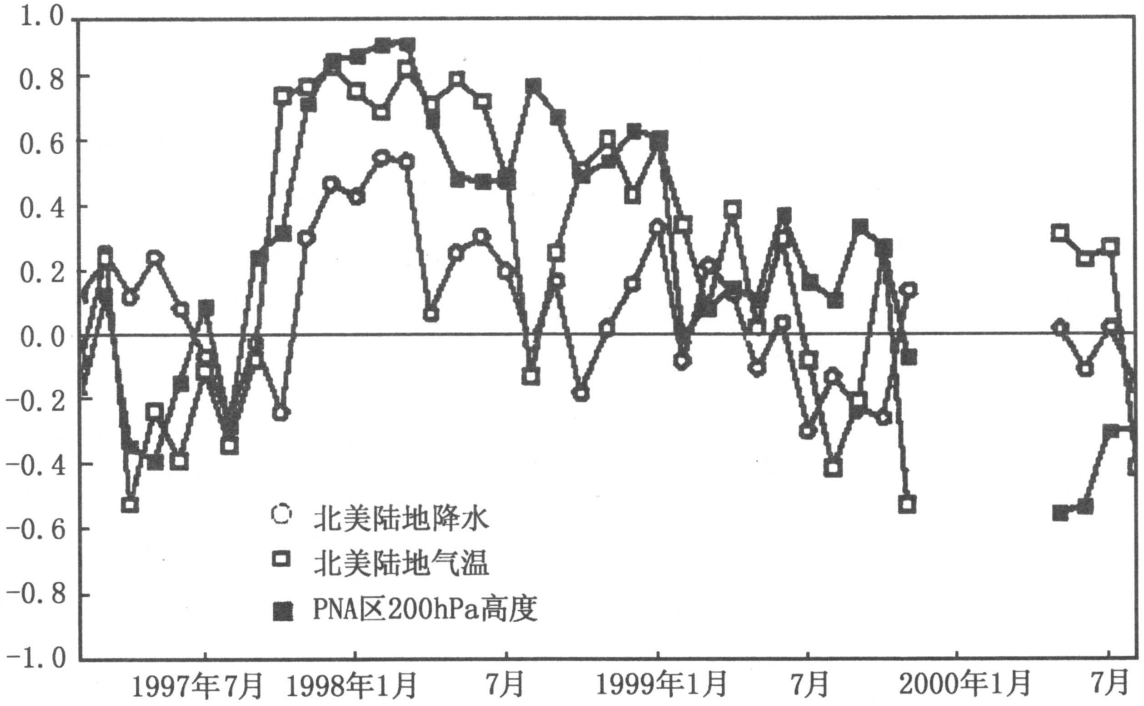


图13.1 美国NCEP提前1个月的北美大陆地区降水和地表气温、北太平洋和北美PNA地区(180~60°W,20~80°N)200hPa高度场的预报技巧
(取自NCEP的网页 http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/index.html)

ECMWF也从1995年开始利用耦合模式制作季度预报。耦合模式中的大气模式为ECMWF cycle15r8,水平分辨率为T63,垂直方向为31层;海洋模式为马-普研究所研制的洪堡海洋原始方程模式(HOPE),垂直层次为20层;海气耦合器采用法国CERFACS发展的OASIS,每天耦合一次。每月做一次未来6个月的集合预报,集合成员为12~15个。每次预报都是在积分后再扣掉"气候漂移"。预报产品除SSTA外,包括降水、地表气温和海平面气压等。最近,澳大利亚气象局也建立了全球海气耦合模式的季度预报系统,采用相似的方法进行季度预报试验,预报时效为1年[56]。

这些耦合模式的季度预报试验结果表明,对热带太平洋SSTA的预报显示出一定的技巧,但对外热带降水等的预报技巧很低。目前看来,利用耦合模式作季度预测仍在研究和试验阶段,到成为预测业务还有很长的路要走。目前最乐观的估计,在未来的十年内气候预测、特别

是短期气候预测将有可能取得重大突破，并最终在2010年能够建立起新一代的月、季、年短期气候预测业务系统。

§13.5　区域气候模式的发展

由于当前的全球大气－陆地－海洋耦合模式(CGCM)的空间分辨率一般较粗(大致在100km的量级)，因而难以描述区域尺度的复杂地形、植被分布和物理过程，对区域尺度的气候及其变化，尤其是对降水的模拟与预报不够准确。为了克服CGCM在模拟区域尺度气候变化方面存在的较大的不确定性，90年代以来区域气候模式极为迅速地发展起来。

为了提高模拟区域气候变化的能力，目前主要有以下几个途径：一是增加现有全球环流模式的水平分辨率。如日本全球变化前沿研究计划(Frontier Research System for Global Change)就正在发展水平分辨率大气环流模式为几十千米(下一步目标是5km)、海洋环流模式为0.1的全球模式，并为此而开发研制超高性能的并行计算机“地球模拟器”，其总的峰值速度为40Tflops，总内存能力为10TB，将于2002年投入使用。二是在全球环流模式中采用变网格方案技术[57,58]。这种方法是在重点研究区域采用较高的水平分辨率(如T200)，而远离重点研究区域的地区则取较低分辨率(如T18)。三是采用高分辨率的有限区模式(引入气候过程物理参数化方案，称为区域气候模式)与全球环流模式进行嵌套。一些区域气候模式由全球大气环流模式发展而成，即将模式范围缩小到要研究的区域，再与相应的全球模式相嵌套。而更多的区域气候模式的动力学框架则取自中尺度天气模式，并引入气候物理过程参数化方案，使之适应于气候研究。区域气候模式的侧边界条件可由大尺度分析资料生成(模拟)，也可由全球模式提供(模拟或预报)。

现在看来，由于第一、二种方法存在计算机能力的限制、变网格方案的复杂性以及发展适当的物理过程参数化方案的困难，利用第三种方法进行的区域气候模拟研究占多数。表13.6总结了90年代以来国外进行区域气候模式研究的情况。可以看到，区域气候模式已经在世界不同气候区得到应用和模拟能力检验，研究了区域气候模式的初始化方案、侧边界嵌套方案、空间分辨率的敏感性、物理过程参数化方案

的敏感性等;不仅进行了现代气候的形成与变异研究,还用来研究了极端气候事件、古气候和人类活动的影响等。这些研究表明,区域气候模式具有模拟与预测气候变化区域特征的潜力,因而有着较好的发展前景。即将于2001年出版的第三次IPCC科学评估报告(TAR),将对区域气候模式的能力进行全面的评估(第10章)。

表13.6 90年代以来国外区域气候模式研究一览表(取自文献[59])

模式	作者(时间)	模式分辨率	模拟区域	模拟时间或研究目的
REGCM1	Giorgi 等(1990)	L16,70×70km	欧洲-东大西洋	1月气候
REGCM1	Giorgi 等(1991)	L16,70×70km	欧洲-东大西洋	1979年1月/6月
REGCM1	Giorgi(1991)	L16,60×60km	美国西部	1979年7月
REGCM1	Giorgi 等(1992)	L16,70×70km	欧洲-东大西洋	$2XCO_2/1X\ CO_2$
REGCM1	Giorgi 等(1993)	L14,60×60km	美国西部	1982年1月至1983年12月; 1988年1月至1989年4月
LRM-AUS	McGregor 等(1993)		澳大利亚	1月气候
LRM-AUS	McGregor 等(1994)	60×60km	澳大利亚	$2XCO_2/1X\ CO_2$
REGCM2	Giorgi 等(1994)	L16,60×60km	美国	$2XCO_2/1X\ CO_2$
RCM-NMC	Chen 等 Copeland 等(1995)		美国西南部 美国	1993年1月 植被作用(1994~1995年)
REGCM2	Giorgi 等(1993a,b)	L16,70×70km	欧洲-大西洋	1979年1月/6月
REGCM2	Liu 等(1994)	L16,50×50km	东亚/西太平洋	1990年6~8月
RCM-NMC	Kanamitsu 等		印度季风区	
LAM	Cress		阿尔卑斯山	
MPI	Machenauer 等(1994)		欧洲	
RegCM2	Semazzi 等(1994)	L9,80×80km	萨赫勒地区	1950/1984年6~8月
DARLAM	Walsh 等(1995)	L9,250km/125km L9,125km/60km	澳大利亚-南太平洋	1月/7月气候
RegCM2	Bates 等(1995)		美国大湖区	两年
PNL	Leung 等(1995)	L23,90km/30km	美国西北部	1987年10月指1988年9月
RegCM2	Hirackuchi 等	L16,50km	东亚/日本	$2XCO_2/1X\ CO_2$
MPI	Lal 等		印度季风区	夏季
LAM-Jap	Sasaki 等(1995)		日本	多年
RCM-UK	Jones 等(1995)	L19,50×50km	欧洲	12~2月;6~8月
RegCM2	Marinucci 等		欧洲	$2XCO_2/1X\ CO_2$
LAM	Podzun 等		欧洲	
REGCM2	Giorgi 等(1996)	L14,200km, 100km,50km	欧洲-东大西洋	1991年1月/7月
RegCM2	Liu 等(1996)	L14,50km	东亚-西太平洋	1991年5~7月
LAM	Luthi 等		欧洲	
REGCM2	Giorgi 等	L16, 50km	美国	1988/1993年5~7月

中国的区域气候模式研究起步稍晚，开始是在东亚地区应用国外的模式，近来已在此基础上研制适合于东亚地区的区域气候模式和物理过程参数化方案。如表13.7所示，目前已进行了模式在东亚地区的模拟能力检验、水平和垂直分辨率以及侧边界嵌套方案的敏感性研究、物理过程参数化方案的敏感性研究、SST的敏感性研究，还研究了极端气候事件的成因、温室气体和气溶胶的影响以及陆面植被和沙漠化的影响等。

表13.7　90年代以来中国区域气候模式研究一览表

作者(时间)	模　式	分辨率	研究区域(格点数)	积分时间或试验目的
沈桐立等(1996)	CAR/PENN MM4	L10,150km	中国东部 25×31	1990年6~11月
万齐林(1996)	CSU RAMS	L12,110km	中国南部 40×55	(1)1990年6月； (2)SST敏感试验
郑维忠等(1996)	MM4	L10,60km	中国东部	1991年6月
龚威等(1996)	NCAR RegCM1	L14,100km	中国东部	(1)1991年5~7月； (2)温室效应试验
Zhu等(1996)	NCAR RegCM2		中国西南地区	(1)1990~1991年； (2)气溶胶影响试验
Zhao和Luo(1997)	NCAR RegCM2 (1996)	L23,60km	东亚-西太平洋 65X85	沙漠化试验
罗勇和赵宗慈(1997)	NCAR RegCM2 (1996)	L23, 60km	东亚-西太平洋 65X85	(1)1991年5~8月； (2)月、季平均
赵宗慈和罗勇(1997) Leung等(1999)	NCAR RegCM2 (1996)； PNNL-RCM； SUNYA-ReCM	L23, 60km	东亚-西太平洋 65×85	1991年5~8月
张晶和丁一汇(1998)	NCAR RegCM2 (1995)	L10,60km	中国东部	(1)1991年5~7月； (2)陆面过程试验
魏和林等(1998)	SUNYA-ReCM	L23,60km	东亚-西太平洋 65X85	(1)1991年5~8月； (2)侧边界条件试验
符淙斌等(1998)	与NCAR RegCM2相似			(1)干、湿季风年； (2)侧边界方案影响
Wei等(1998)	SUNYA-ReCM	L23,60km	东亚-西太平洋 65×85	1991年5~8月
刘一鸣(1998)	NCAR RegCM2 (1996)	L23,60km	东亚-西太平洋 65×85	(1)1991年5~7月； (2)积云参数化方案的敏感性试验
赵宗慈和罗勇(1999)	NCAR RegCM2 (1996)	L23,60km	东亚-西太平洋 65×85	(1)1991年5~8月； (2)垂直分辨率与侧边界条件试验
高学杰(2000)	NCAR RegCM2/RegCM3	L16,60km	中国、西太平洋 150×80	5年；二氧化碳倍增和气溶胶影响
史学丽(2000)	NCAR RegCM2 (1996)	L16,60km	东亚-西太平洋 55X55	(1)1994年5~7月； (2)陆面过程试验
Luo等(2000)	NCAR RegCM2 (1996)	L23,60km	东亚-西太平洋 65X85	(1)1991年5~8月； (2)日降水模拟

参 考 文 献

[1] Gates W L. AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project, Bulletin American Meteorological Society, **73**(12): 1962 – 1970, 1992.

[2] Gleckler P (ed.). AMIP Newsletter No. 8. 20pp., 1996.

[3] Bryan F. High – latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulation. Nature. **323**: 301 – 304, 1986.

[4] Marotzke J. Instability and multiple steady states of the thermohaline curculation. Oceanc Circulation Models: Combining Data and Dynamics, D L T Anderson and *J Willebrand*, *Eds.*, *Kluwer*, 501 – 511, 1989.

[5] Weaver A J, Sarachik E S. The role of mixed boundary conditions in numerical models of the ocean's climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**: 1470 – 1493, 1991a.

[6] Weaver A J, Sarachik E S. Evidence for decadal variability in an ocean general circulation model: An advective mechanism. Atmos. – Ocean, **29**: 197 – 231, 1991b.

[7] Cai W. Interdecadal variability driven by mismatch between surface flux forcing and oceanic freshwater/heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**: 2643 – 2666, 1995a.

[8] Marotzke J. Instabilities and multiple equilibria of the thermohaline circulation. Ph. D. Thesis, Berlin Institute Meereskunde Kiel, 126pp, 1990.

[9] Marotzke J, Willebrand J. Multiple equilibria of the global thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 21: 1372 – 1385, 1991.

[10] Hughes T M C, Weaver A J. Multiple equilibria of an asymmetric two – basin ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**: 619 – 637, 1994.

[11] Power S B. Climate drift in a global ocean general circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**: 1025 – 1036, 1995.

[12] Sausen R, Barthel K, Hasselmann K. Coupled ocean – atmosphere models with flux correction. *Clim. Dyn.*, **2**: 145 – 163, 1988.

[13] Sausen R, Lunkeit F. Some remarks of the cause of climate drift of the coupled ocean – atmosphere models. *Beitr. Phys. Atmos.*, **63**: 141 – 146, 1990.

[14] Zhang X – Z, Bao N, Yu R C, et al. Coupling scheme experiments based on an atmospheric and an ocean GCM. Chinese *J. Atmos. Sci.*, **16**(2): 129 – 144, 1992.

[15] Moore A M, Gordon H B. An investigation of climate drift in a coupled atmosphere – ocean – sea ice model. *Climate Dyn.*, **10**: 81 – 95, 1994.

[16] Boville B A, Gent P R. The NCAR Climate System Model, Version *One*. *A J. Climate*, **11**: 1115 – 1130, 1998.

[17] Covey C, Abe – Ouchi A, Boer G J, et al. The Seasonal Cycle in Coupled Ocean

Atmosphere General Circulation Models. Climate Dynamics, (in press), 2000.

[18] Barnett T P, Hegerl G, Knutson T. Uncertainty Levels in Predicted Patterns of Anthropogenic Climate Change. Journal of Geophysical Research, (submitted), 1999.

[19] Dickinson R E, Henderson - Sellers A, Kennedy P J et al. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR Technical Note, NCAR/TN - 275 + STR, Boulder, Colorado, 69pp., 1986.

[20] Dickinson R E, Henderson - Sellers A, Kennedy P J. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version le as coupled to the NCAR community climate model, NCAR Technical Note, NCAR/TN - 387 + STR, 72pp., 1993.

[21] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 505 - 531, 1986.

[22] Xue Y, Sellers P J, Kinder III J L et al. A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. *Journal of Climate*, **4**: 345 - 364, 1991.

[23] Bonan G B. A Land Surface Model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide, NCAR Technical Note, NCAR/TN - 417 + STR, Boulder, Colorado, 150pp, 1996.

[24] Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *J. Climate*, **9**: 676 - 705, 1996a.

[25] Sellers P J, Los S O, Tucker C J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Climate*, **9**: 706 - 737, 1996b.

[26] Henderson - Sellers A, Yang Z L, Dickinson R E. The Project for Intercomparison of Land - surface Parameterization Schemes. Bull. of the Amer. *Met. Soc.*, **74**: 1335 - 1349, 1993.

[27] Henderson-Sellers A, Pitman A J, Love P K, et al. The Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3. Bulletin of the *American Meteorological Society*, **76**(4): 489 - 503, 1995.

[28] Love P K, Henderson - Sellers A. Land surface climatologies of AMIP - PILPS models and identification of regions for investigation. PCMDI Report, 83 pp, 1994.

[29] Irannejad P, Henderson - Sellers A, Shao Y, et al. Soil Moisture Simulation in AMIP - PILPS Landsurface Schemes. Presented at the AMIP Scientific Conference, Monterey, 15 - 19 May 1995.

[30] Qu W, Henderson - Sellers A, Pitman A, et al. Sensitivity of latent heat flux from PILPS land - surface schemes to perturbations of surface air temperature. *J. Atmos. Sci.*, **55**: 1909 - 1927, 1998.

[31] Timbal B, Henderson - Sellers A. Intercomparisons of land - surface parameterisations coupled to a limited area forecast model. Global and Planetary Change, accepted, 1998.

[32] Henderson - Sellers A, McGuffie K, Pitman A J. The Project for Intercomparison of Land - Surface Parameterization Schemes (PILPS): 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, **12**: 849 - 859, 1996.

[33] 丑纪范和郜吉东,长期数值天气预报(修订本),气象出版社,1995。

[34] 袁重光、赵彦、李旭等,气候预测中的集合方法初探,大气科学,**24**(2):207 ~ 214,2000。

[35] Stern W F and Miyakoda K. Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM Simulation, *J. Climate*, **8**: 1071 - 1085, 1995.

[36] Chervin R M. Interannual variability and seasonal climate predictability. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 233 - 251, 1986.

[37] Brankovic C, Palmer T N, Ferranti L. Predictability of seasonal atmospheric variations. *J. Climate*, **7**: 217 - 237, 1994.

[38] Ebisuzaki W. The potential predictability in a 14 - year GCM simulation. *J. Climate*, **8**: 2749 - 2761, 1995.

[39] Kumar A, Hoerling M. Prospects and limitations of seasonal atmospheric GCM predictions. Bulletin of the American *Meteorological Society*, **76**(3): 335 - 345, 1995.

[40] Kumar A, Hoerling M. Annual cycle of Pacific - North American seasonal predictability associated with different phases of ENSO. *Journal of Climate*, **11**(12): 3295 - 3308, 1998.

[41] Kumar A, Hoerling M, Ji M. A. Leetmaa, and P. Sardeshmukh, Assessing a GCM's suitability for making seasonal predictions. *J. Climate*, **9**: 115 - 129, 1996.

[42] Bengtsson L, Arpe K, Roeckner E, et al. Climate predictability experiments with a general circulation model. *Climate Dynamics*, **12**(4): 261 - 278, 1996.

[43] Chen W Y, Dool V, Huug M. Atmospheric predictability of seasonal, annual, and decadal climate means and the role of the ENSO cycle: a model study. *Journal of Climate*, **10**(6): 1236 - 1254, 1997.

[44] Deque M. Ensemble size for numerical seasonal forecast. Tellus, **49A**: 74 - 86, 1997.

[45] Barnett T P, Arpe K, Bengtsson L, et al. Potential predictability and AMIP implications of midlatitude climate variability in two general circulation models. *Journal of Climate*, **10**(9): 2321 - 2329, 1997.

[46] Brankovic C, Palmer T N. Atmospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size. *Monthly Weather Review*, **125**(5): 859 - 874, 1997.

[47] Liang X - Z, Sperber K R, Wang W - C, et al. Predictability of SST forced cli-

mate signals in two atmospheric general circulation models. *Climate Dynamics*, **13**(6): 391 – 415, 1997.

[48] 王会军、薛峰、毕训强，气候模式的年际变率和可预测性，应用气象学报，**8**(增刊)：217 ~ 222，1997。

[49] Yang X Q, Anderson J L, Stern W F. Reproducible forced modes in AGCM ensemble integrations and potential predictability of atmospheric seasonal variations in extratropics. *Journal of Climate*, **11**: 2942 – 2959, 1998.

[50] Martineu C, Caneill J – Y, Sadourny R. Potential predictability of European winters from the analysis of seasonal simulations with an AGCM. *Journal of Climate*, **12**(10): 3033 – 3061, 1999.

[51] Luo Y, Xie Z – H, Wang S – W, et al. A preliminary experiment of effects of the temporal variation of SSTA in the east and middle equatorial Pacific ocean on seasonal potential predictability of east Asian summer monsoon, Acta Meteorologica Sinica, 2000 (submitted).

[52] Madden R A. A quantitative approach to long – range prediction, *J. Geophys. Res*, **86**: 9817 – 9825, 1981.

[53] Shea D J, Madden R A. Potential for long – range prediction of monthly mean surface temperatures over North America. *J. Climate*, **3**: 1444 – 1451, 1990.

[54] Kitoh A. Seasonal Prediction Model Intercomparison Project (SMIP) Results. Presented at the Fifth International AMIP Workshop on GCM Simulation of East Asian Climate, 20, April 24 – 26, Seoul, Korea, 2000.

[55] Ji M, Kumar A, Leetmaa A. An experimental coupled forecast system at the National Meteorological *Center*. *Tellus*, **46A**(4): 398 – 418, 1994.

[56] Wang G, Kleeman R, Smith N, et al. Seasonal predictions with a coupled global ocean – atmosphere model. BMRC Research Report No. 77, 34pp, 2000.

[57] Deque M, Piedelievre J. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, **11**: 321 – 339, 1995.

[58] Fox – Rabinovitz M S, Stenchikov G L, Suarez M J, et al. A finite-difference GCM dynamical core with a variable – resolution stretched grid. *Mon. Wea. Rev.*, **125**(11): 2943 – 2968, 1997.

[59] Zhao Z C, Luo Y. Advances in regional climate modeling since 1990. *Acta Meteorologica Sinica*, **11**(4): 385 – 406, 1997.

第十四章　中国夏季降水的可预报性

近年来，我国每年因自然灾害遭受的损失大约在 1 200 ~ 1 800 亿元之间，其中旱涝造成的灾害占很大比重。通常干旱影响的范围广，频率也较高。1950 ~ 1986 年 37 a 间平均每年旱灾面积约 2 000 万 hm^2，每年约 20% 面积受旱，占各种气候灾害影响总面积的 59.3%。个别年尤其严重，如 1972 年全国受灾农田达 3 000 万 hm^2，粮食减产 39×10^8kg。大约有了 30% 的耕地受旱。从 1950 年至今，仅农业方面全国平均每年就因干旱直接减收粮食 100 亿公斤，约占各种自然灾害造成粮食损失的 60%。雨涝的范围一般稍小，频率也低一些，1950 ~ 1986 年 37 a 间平均每年雨涝面积 670 万 hm^2，每年约 6% ~ 7% 的面积受涝，占各种气候灾害影响总面积的 22.9%，因雨涝平均每年减产 28×10^8kg 粮食。但个别严重年如 1991 年仅安徽、江苏两省就减产 120×10^8kg，约占当时全国粮食产量的 3%。1998 年长江流域遭受几十年未遇的洪涝，受灾人口在 2 亿以上，经济损失可能达到 1 600 亿元。可见干旱、雨涝对我国经济，特别是农业生产影响巨大。

1954 年我国发生了长江流域洪涝，1956 年又出现淮河洪涝。因此，从 1958 年开始我国正式发布汛期(5 ~ 9 月)降水预报，并成为气候预测(当时称为长期预报)的中心任务，这个制度一直延续到目前。1969、1972 及 1976 年我国东北地区出现了夏季低温冷害，后两年东北地区粮食分别减产 63×10^8kg 及 47.5×10^8kg。因此从 1970 年代后期开始在汛期预报中，增加了对低温冷害的预报。同时在汛期预报中也包括 4 ~ 6 月华南前汛期降水预报，及台风季登陆台风预报。不过 6 ~ 8 月夏季降水的分布趋势始终是汛期预报的重点。

§14.1　统计预报的局限性

短期气候预测的历史已有百年左右。从 19 世纪末到 20 世纪 30 年代，主要用统计方法考虑不同物理因子作预报，例如海温、极冰、太阳

黑子等。方法以线性回归为主，大多只考虑单个因子。英国沃克(Walker)的“世界天气”研究是这一时期的最高成就，他提出了世界三大涛动的概念，即北大西洋涛动(NAO)、北太平洋涛动(NPO)及南方涛动(SO)。他利用世界天气要素(实际是气候要素)，如不同地区的月平均气温、月降水量及月平均海平面气压(SLP)作为因子，建立了预测印度夏季风降水的多因子回归方程。这也是世界范围最早的，用严格的统计方法建立的预报关系。

从20世纪初到50年代，世界上建立了两个长期预报学派，即前苏联的穆尔坦诺夫斯基学派与美国的纳迈阿斯(Namias)学派。穆氏学派提出了自然天气周期(实际上是自然天气阶段)的概念，即根据短期天气过程的综合特征来划分出5天左右(实际3～7天之间)的周期，研究自然天气周期的交替及演变规律以此来作中期预报。而后又提出相似、韵律、位相等长期天气过程演变的概念，制作长期预报。但由于没有找到一个良好的工具来表示天气过程，也没有从物理机制方面抓住控制中期到长期天气变化的关键因素，工作又非常繁琐，后来逐渐衰落了。纳迈阿斯学派是受罗斯贝(Rossby)大气长波理论的启发建立起来的，他率先利用了平均环流这个工具。目前用大气环流模式作月平均环流预报已经成为短期气候预测的中心内容，这应该说是纳迈阿斯学派的一个重要贡献。

由于大型电子计算机的发展与普及，各种统计预报方法在1960年代与1970年代有了飞速的发展，即使每秒仅能进行数千次到万次的小型电子计算机，也可以轻而易举地在几十个因子中进行选择。而在20世纪20～30年代还没有逐步回归方法，沃克不得不在建立回归方程之前作许多偏相关的计算，以便选出相互较为独立的因子。又如经验正交函数(EOF)分析的思想至少在1950年代初已经引入到气象科学中，1950年代末已经分别在前苏联及美国进行了演算，但是正式用来作分析也是在1960年代中后期。此外，多元回归、聚类分析以及各种各样的谱分析，也只有具备了计算机条件才有可能进行。因此，在这段时期随着计算机的不断更新、普及，统计学预报方法及分析方法也飞速发展。大型电子计算机的应用和统计学的发展大大地促进了气候预测研究。

由于统计学方法不能揭示气候变化的物理机制，只是将两个或几个现象通过数学手段联系在一起。很快人们就发现纯统计学的预报方

法准确率不高,预报水平不稳定,经常与随机预报相差无几。例如,我国的汛期预报虽然达到了较高的技巧分,但是这是业务预报人员综合各种预报方法所得。如果严格检查,则几乎找不到任何一种客观的方法能逐年维持较高的技巧。这表明预报的主观成份比较大,因此很难保证综合预报总是能逐年保持较高的技巧。并且由于统计方法本身的局限性,对预报大的气候异常基本无能为力,而这对我们防灾减灾又极为重要。所以发展客观的、有物理基础的以大气动力学和热力学为基础的气候预测方法,是我们今后的主要任务。

§14.2 从月延伸预报到季度预测

国外在发展动力学方法方面起步较早,1955 年数值天气预报首先在美国实现业务化。经过几十年的努力,预报模式有了根本的改进,以500hPa 高度日距平与实况的相关系数达到 0.6 为预报有效的标准,欧洲中心的预报时效已达到 10 天中期数值预报的目标。仅 1980 年代的十年就从 4.5 天提高到 7.5 天,十年间提高了 3 天。这鼓励人们用中期数值预报模式作更长时间积分,报未来 1 个月的大气环流状况,所以这种动力学预测气候的方法也称作延伸预报(DERF)[1]。

短期气候预测业务主要是预报月、季降水和温度,一般以统计方法为主,但现在越来越多地采用动力学方法或二者兼顾,目前预报的总体水平还不高。虽然各国也在大力提高月延伸预报的水平,进行了大量的数值试验,但近来效果并不明显,月延伸预报的水平还远未达到可以发布业务预报的水平。英国气象局 1963 年开始正式对外发布月预报,1980 年底到 1984 年中断了对外发布,但仍保持试验研究工作,1985 年底恢复了对外服务。美国气候分析中心(CAC)采用动力和统计相结合的方法进行月预报,美国国家气象中心(NMC)和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)用动力延伸预报方法预报未来一个月的平均环流形势。以前我国气候预测是用非定常的地气耦合距平模式制作 30 天预报试验,结果表明模式预报效果优于持续性预报和随机预报。另外,用全球 T63L16 模式进行动力延伸预报试验[2],计算 12 次预报的距平相关系数的平均,前 10 天、中间 10 天、后 10 天分别为 0.54,0.17,0.16,表明

模式预报有较好的预报技巧，特别是对前 10 天的预报效果较佳，月平均大致为 0.3 左右。这个结果与 1991 年 6 月世界气象组织关于长期天气预报现状的声明中，有关当前动力学延伸预报在 15 天以后就没有什么技巧了的提法也是一致的。

由于中期数值预报的发展，AGCM 日渐成熟。据不完全统计，从 1980 年代中期开始到 1990 年代中大约 10a 间，美、英、日、德、法等国大约做了 300 个月以上的试验，表 14.1 为部分试验的结果[3]。

表 14.1　500hPa 月平均环流预测与实况距平相关(王绍武，1996)

模　式	集合预报		个例数	预报水平 (相关系数)	作　者	发表 年代
	类型	个数				
ECMWF				0.38(T_{42})	Cubasch 等	1986
T_{42}, T_{21}			38	0.32(T_{21})		
GFDL $N_{48}L_9$	MCF	3	8	0.40 0.59(去掉气候漂移)	Miyakoda 等	1986
UKMO L_5	MCF	7	8	0.48 (1 ~ 15 天) 0.29(16 ~ 30 天) 0.34(31 ~ 45 天)	Murphy 等	1986
UKMO L_5				0.53 (1 ~ 15 天) 0.20(16 ~ 30 天) 0.18(31 ~ 45 天)	Mansfield 等	1986
NMC DERF	LAF	5	108	0.39	Tracton	1987
NCARCCM$_1$ R_{15}	MCF	3	8	0.50	Baumhefner	1987
EC T_{21}, $T_{42}T_{63}$, T_{106}	LAF	9	24	0.40	Brankovic 等	1989
FSM T_{21}	LAF MCF	3 3	5	误差低于气候预报 也低于持续性预报	Deque	1989
JMA-GSM88 T_{63}	LAF	9	3	准确率高于持续性预报	Yamada 等	1990
NCAR CCM1 T_{31}	MCF	10	49	0.37	Baumhefner	1991 1991
EC T_{106} FSM T_{42}	LAF	5		0.36	Royer, Deque	1991
JMA $T_{63}L_{21}$	LAF	9		0.54	Yamada 等	1991

这些试验有共同的特点，即：

(1)只用 AGCM，未与海洋环流模式(OGCM)耦合，对 AGCM 取固定的观测 SST 强迫，有时用最后一个时刻，或几个时刻平均 SST 距平，在积分过程中 SST 距平不变。因此，一般只作 1 个月积分。

(2)大部分模式为北半球，计算的例子以冬季为主。因为冬季是预报水平较高的季节，中期预报的时效可能比夏季高 2 天左右。

(3)一般只检查 500hPa 月平均高度距平预测，很少讨论 SLP 或对流层

上层高度的预测,更没有直接作月平均气温距平及月降水量距平预测。

从表 14.1 所列结果看,大部分预报与观测的相关系数在 0.35 ~ 0.40 之间。Baumhefner 曾指出[4],在逐日预报中一般用相关系数 0.6 作为业务预报的最低标准,对月平均环流预报,这个标准可以下降到 0.5,但是目前大部分预报仍未达到这个标准。图 14.1 给出一个用 PKUL5 所作的 1988 年 1 月模拟预报试验的例子。这个月 500hPa 月平均高度距平与观测的相关系数达到 0.52,属于报的比较好的例子,目的是可以由此看出大约 0.5 的相关能预报到什么样子。

月平均环流预报是气候预测的最基本环节,通过月平均环流作气候预报有重要意义。首先,这意味着气候预测的对象为时间平均环流状况。众所周知,逐日预报的可预报性上限为 2 周左右。因此,月以上的气候预测只能是时间平均。其次用固定月平均有很大优越性,具有较好的可操作性和可比性。这远比用自然天气周期不固定时间的平均要方便得多。第三,通过预报月平均环流变化来预报月平均气温及降水距平,为把动力学方法引入气候预测开辟了途径。因为 GCM 擅长于环流场的预报,虽然用 GCM 预报月平均环流不如预报月平均气温及月总降水量来得直接,但多年的经验和大量统计研究结果已经证实月平均环流与月气温、降水距平有很密切的关系。因此,通过预报环流来预报气候异常是完全可能的。况且,更主要的是只有用动力学的方法才能更好地了解气候异常形成的原因与物理机制。所以,目前世界各国均把用动力学预报环流形势作为短期气候预报的基础,但由于各种原因,动力学方法的水平有限,有时还不如统计方法的效果好。不过在气候预测中引入动力学方法乃是一大进步,也是今后气候预测的主要发展方法,而真正要做好气候预测,统计和动力的结合是至关重要的,至于怎样结合人们并不十分清楚,不过这方面目前已有了新的尝试。

许多试验表明不同大气状态的可预报性是有差别的。Baumhefner[5]讨论了大尺度形势变化对中期预报的影响,研究发现大形势的转变不好预报,而稳定形势下比较好报。这可能表明,当天气形势发生重大变化时,30 天预报的技巧会丧失。朱锦红等[6]对所做的延伸预报试验结果的分析发现,对于持续性好的个例,预报效果要好一些,但两者并不完全吻合。总体来讲,动力学的方法要略好于持续性预报,因此,

不能单独用持续性来解释预报技巧的不稳定性。

然而，在科学家之间还流行另一种看法，以 Palmer 为代表的 ECMWF 的专家对月延伸预报持比较悲观的态度[7]。他们最主要的论

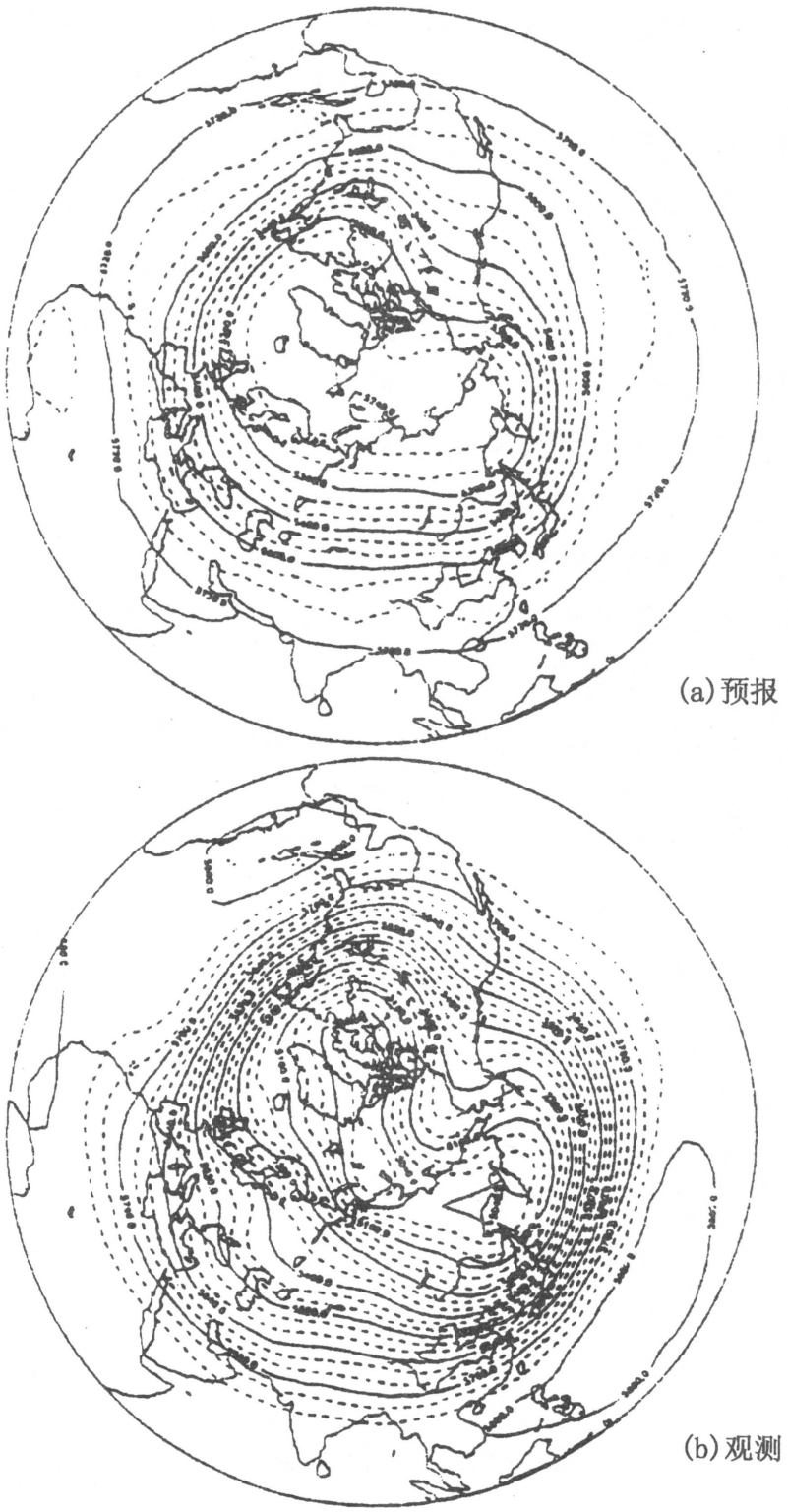


图 14.1　1988 年 1 月北半球 500hPa 月平均高度距平预报与观测(朱锦红等,1996)

点是逐日预报尚远未达到可预报性上限(2～3周)。目前10天之后逐日预报已经几乎无甚效果。因此,月预报从表面上看有0.35～0.40的相关,实际上主要依赖于前10天的预报,因此,还谈不上月平均环流预报有什么技巧。当然,这种观点是比较苛刻的,但是也并不是毫无根据。Schemm及van den Dool[8]近来对美国NMC用MRF所作的1 461次90天预报的分析,实际上也得到了类似结论。

图14.2是1461次90天逐日500hPa高度预报的平均相关系数。第1天的预报相关系数高达0.90以上,到第10天就降到0.2左右,到第15天在0.05以下。以后一直到第90天均在0～0.05之间变化,可以说没有任何预报技巧了。根据他们的总结,这一组试验预报的时效为6.1天,月预报与观测的相关系数为0.27,大大低于表14.1中的数字,这是因为,这里是对全球、全年统计,而不是只统计北半球冬季。如果将来能够在某个时候把时效提高到15天,仍保持目前的预报随时间的衰减程度,才有可能使相关系数达到0.5以上,即达到业务预报的最低要求。但是过去平均大约每10a才能使预报时效提高2天,因此单纯依靠提高逐日预报的技巧似乎不可能很快将月平均环流的预报业务化。从这个观点来看,一定的悲观看法是有道理的。况且,问题的症结

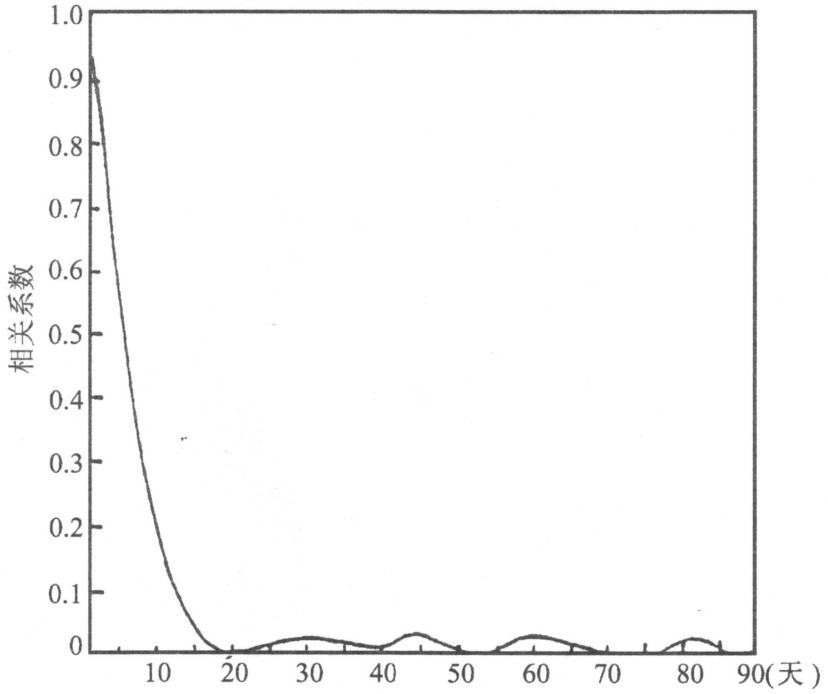


图14.2 逐日500hPa高度预测与观测的相关系数
(王绍武,1996,引自von den Dool,1994)

在于缺乏预报 10 天之后大气环流变化的有力工具，至少只从 AGCM 还看不出改善后 20 天(第 10～30 天)预报的前景。同时，目前几乎所有的模式的预报都不可能回避大气超长波阻尼的问题，即通过模式计算出来的月平均环流上的大气超长波，或称驻波，振幅愈来愈小。也许这个问题，也同 10 天之后的预报乏力一样是只采用了 AGCM 的结果。对这个问题的探讨，是改进月平均环流预报的重要发展方向。

预报技巧的提高不在于对逐日预报的提高，而依赖于对超长波尺度慢变系统的预报能力。从理论上讲，超长波慢变系统的可预报性显然比行星波及天气尺度系统的可预报性大。Robinson 与 Qin[9] 发现慢变西风指数的可预报性要大于高频涡旋的可预报性。PKUL5 模式的预测试验也证明低频波的可预报性大，月平均环流预报的潜力在于开发预报大气环流慢变分量的能力。不过证实大尺度慢变分量具有更大的可预报性是一回事，如何作出长时效的慢变分量预报则是另一回事。

月延伸预报水平的徘徊不前，特别是 90 年代以来预报技巧提高不大，促使人们对其发展前途十分关心[10]。大量试验结果表明北半球 500hPa 月平均高度距平预报与观测的相关系数在 0.35～0.40 之间，尚未达到投入业务预报(相关系数 0.50)的标准。这与 WMO 的设想：北半球 500hPa 月平均高度距平预报在 90 年代前期投入业务预报，90 年代后期进行季预报相去甚远。

由于月延伸预报的受阻，人们逐渐把精力转向季度预测。也许有人要问：月预报尚未成功，又如何做季度预测？理论研究表明，大气初始场的作用是随时间减少的，而热流入量对大气的影响则与日俱增。热流入量主要来自下垫面，所以在季度气候预测中考虑下垫面的影响就成为一个关键问题。而且由于下垫面的影响是随时间增加的，所以在季度预测中可能比在月预测中更容易反映下垫面的作用，因此人们才把研究由月转向季。

§14.3　季度预测研究进展

Sawyer 在 1964 年从物理上分析了影响长期天气异常的因子，包括海温、冰雪及陆面状况。Namias 后期也强调海气相互作用。Shukla[11]

指出,长期预报之所以可能主要是因为:①作平均环流的预报;②下垫面异常有持续性。由于1980年代中期还没有建立海气耦合模式,只能依靠固定海温来积分大气模式,所以下垫面的持续性成为预测的必要条件。目前已经有了耦合模式,问题就转变为耦合模式有没有能力预报好下垫面。但是建立耦合环流模式是一个非常艰巨的任务,所以至今主要是NCEP用耦合模式做了季度预测试验,其中海气耦合只在热带太平洋,而不是全球,预测范围仅限于北美洲及其邻近地区。试验结果表明,ENSO信号强时效果较好,ENSO信号弱时效果差。

由于目前还没有较为完善的耦合模式,所以人们利用观测SST强迫大气模式,检验大气模式对下垫面影响的反映。最早是做气候预测试验,英国气象局用11层大气模式,采用观测海温作边界条件从3月积分到10月,检查7~9月撒赫勒、苏丹和几内亚降水的模拟结果。发现模拟与大气初始场关系不大,无论模拟哪一年都用1984年或1987年的初始场,与用当年真正的大气初始场所得结果差不多,结果表明只要用当年观测的SST就可以相当好地模拟出降水的异常[12]。当然也可能控制西非的气候因子比较简单,而且SST有决定性的作用,才有这样的结果。但这个试验表明耦合模式的成败决定于对SST(也可能还有其它下垫面因)预测的成功与否。另外这个研究表明大气初始场对非洲季度降水预测可能不重要。然而大气模式比较计划(AMIP)对印度季风降水的预测则表明即使用了观测的SST,也不容易成功地模拟印度季风降水的年际变化[13]。因此有人认为大气初始场的作用也不容忽视,至少这是一个未解决的问题。

欧洲议会制定了一个季度预报计划(PROVOST),根据这个计划,将分3个阶段研究欧洲及全球一些地区的季度可预报性[14]。第一个阶段用观测的SST强迫大气环流模式,判断季度预测的可预报性;第二个阶段用耦合模式评估可预报性;第三个阶段选择建立适当的方案。第一阶段共有4个模式参加比较,英国气象局的模式(UKMO)、欧洲中期预报中心的模式(ECMWF)及两个法国模式。每个模式有欧洲中期预报中心再分析资料作初始场及边界条件从1979~1993年15年对大气环流模式作积分,每个季开始一次积分,每次积分4个月,并对500hPa季平均环流作检查。表14.2给出了相关系数,可见如果把两

个模式研究的结果联合效果最好[14]。表 14.2 同时列出了 Anderson 等对 GFDL 及 NCEP 两种模式所做的类似研究结果[15]。Anderson 模拟了 1980～1988 年 700hPa 季平均高度，但只限于 PNA 区（180°～60°W，20°～80°N）。从这两种模式所做的模拟来看，效果不如统计预报（CCA）。而目前使用观测的 SST 作强迫，就失去了预报的意义，只能作模拟。不过即使如此，相关系数也只有 0.2～0.3，远达不到 0.5 的最低标准，因此用耦合模式作季度预测还处于研究阶段。

表 14.2 季平均环流预报试验

模　式	年	个　例	集　合	相关系数	作　者
UKMO-UM	1979～1993 年	45	9	0.22	Evans 等，1998
ECMWF	1979～1993 年	45	9	0.26	Evans 等，1998
JOINT	1979～1993 年	45	9	0.28	Evans 等，1998
NCEP	1980～1988 年	108	13	0.07	Anderson 等，1998
GFDL	1980～1988 年	108	13	0.24	Anderson 等，1998
CCA	1980～1988 年	108	13	0.38	Anderson 等，1998

国际上可以用美国气候预测中心（CPC）的业务预报代表当前季度预测业务的水平。美国从 1940 年代开始作月预报，1960 年代前期试验了季度预报。1992 年进行了改革，季度预报改为提前两周发布，每个月发布今后 1 个季（3 个月）的预报，每个季之间相差 1 个月。表 14.3 给出了 1995～1999 年预报气温、降水的水平[16]。SS1 为气候预报区，即预报把握比较大的地区，但覆盖面积小。SS2 为全部预测区。从表 14.3 可见，尽管这 5 年中出现了最强的 El Nino 和一次明显的 La Nina，气温预报技巧分接近 15%，降水不到 5%，大约相当 57.5% 和 52.5% 的准确率。结合其它作者所做的大量预测结果，目前国外的季度预测的准确率为气温预报 60%～65%，降水预报 55%～60%，实际上很多试验的例子达不到这个水平。

表 14.3　美国 CPC1995 年 1～3 月到 1999 年 3～5 月 51 次季度预测技巧分（时效 0.5 个月）

气温	业务预报	CCA	OCN	CMF	降水	业务预报	CCA	OCN	CMF
SS1	27.3	19.7	23.5	20.9	SS1	16.0	12.6	6.4	5.8
覆盖范围	54.3%	34.8%	38.7%	28.9%	覆盖范围	25.3%	13.5%	14.0%	11.0%
SS2	14.8	6.9	9.1	6.1	SS2	4.0	1.7	0.9	0.6

也有人指出 ENSO 的预测有较高水平，预测与观测的 SST 相关系数能达到 0.5～0.8，相当于 75%～90% 的准确率。不过我们应该看到

赤道太平洋的SST持续性非常大,利用持续性预报1个季度,相关系数能达到0.4,相当于70%的准确率。也就是说,即使有75%~90%的准确率,可能其中只有5%~20%真正反映了预报技巧。如果我们仔细分析一下对1997~1998年发生的20世纪最强的El Nino的预报就会发现,能在暖事件发生之前1个季预报出事件开始的,在15个模式中只有COLA一个模式,还有2个模式在暖事件开始时报出了增温,但所有模式均未能报出这次事件的强度[17]。

在中国长期预报系统性的工作开始于1958年,研究及业务工作主要集中于汛期降水预报。据国家气候中心的分析,近10年来汛期降水距平预报与观测的相关系数为0.10,1994年最高为0.45,1995年为0.20,1998年为0.21,准确率在55%~60%之间,当然也有一些年还低于这一水平。

虽然目前耦合模式尚不成熟,但是在我国已有不少模式试作6~8月降水预测,这包括:

(1) 中科院大气物理所2层大气环流模式与陆面物理过程耦合。海温是用IAPL2 AGCM与IAP OGCM耦合预测的,以3月11日0时为初始场作集合预报。(王会军等)

(2)用OSU/SZ/ZW全球大气环流模式耦合,全球混合层海洋与海冰模式积分,初始场为2月1、5、9、14与19日。(赵宗慈等)

(3)用改进的CCM3和CCM1(R15L7)-LNWP模式,以3月15日12时为初始场报6~8月降水。(郑庆林等)

(4)用CCM3大气模式积分,取3月5日0时初始场海温,用距平持续性预报。(董敏等)

(5)T_{63}大气模式初始场为3月18日0时,海温用2月的距平场外推。(叶正青等)

当然还另有一些模式在试验,这几个模式中第1个模式应用时间最长,也有比较明显的效果,其他模式有的还未与OGCM耦合,有的试验时间较短。但无论如何这是一个良好的开端,而且这些模式均直接作出夏季(6~8月)降水距平的预测,有重要意义。

季度预测业务不仅在中国,而且在全球范围内也还处于一个较低水平,这是一个难度很大的课题,目前尚处于初级阶段。目前季度预测

仍主要依靠统计方法，动力学方法正逐步发展起来，耦合模式是必须的工具。尽管目前模式还达不到稳定给出相关系数 0.5 的预测水平，并且在几年内也不可能达到这个水平，但模式已经可以提供许多有益的信息，因此大力开展模式研究仍是一个重要的任务。

§14.4　大气环流预测的可预报性

用大气环流模式(GCM)试验气候预测已经近 20 年了。研究结果表明：确定性预报上限约为 2 周，超过两周预报对象为气象要素的平均场。对于可预报性概念本身来讲，目前还没有一个普遍接受的定量的标准。而平均环流的可预报性应该包括两个方面的内容，即平均环流预报的时效性和平均环流预报的准确率。时效性即作平均环流预报最多可超前多长时间且预报水平达到一定的标准。不同的预报对象，不同的区域，不同季节可预报性也就不同。

von Neumann(1955)曾指出，从预报角度来看，大气运动可分 3 类：第 1 类运动主要决定于初始条件，因此，可以从初始条件外推；第 2 类运动几乎完全与初始条件无关，因此可以不考虑初始条件作预报；而最困难的是第 3 类运动，即距初始时刻相当远，初始条件不可能完全决定最终状态，但初始条件的影响又没有小到可以忽略不计的程度。von Neumann 同时指出，合理的途径是先作第 1 类运动的预报，然后研究第 2 类运动的预报，最后才作第 3 类运动的预报。

40 多年来的大气科学的发展，证明 von Neumann 的预言是多么精辟。从 1950 年代后期短期数值预报开始发展，这种靠初始场外推的预报的有效时间目前已经达到 1 周以上。虽然距 2～3 周的可预报性上限还有很大差距，但确实取得了显著的成绩，数值预报所作的天气形势预报已完全代替了预报员的主观预报。从 1970 年代开始到 1980 年代是敏感性研究的兴盛时期，人们利用大气环流模式，研究了海水温度、极冰、积雪以及植被变化可能对气候的影响，也研究了太阳常数变化、火山爆发及温室气体增加对气候的影响，特别是人类活动对气候的影响已成为国际研究的热门问题。根据各种模式，计算了到 21 世纪由于人类活动可能产生的气候变化。这些预测没有考虑到初始场的作用，

显然应该属于第2类预报的范畴。

第3类运动的特点是由于距初始时刻相当远,大气初始条件不可能完全决定最终状态,但初始状态的影响又没有小到可以忽略不计的程度。现在我们讲到的短期气候预测,或更具体地说月、季尺度的气候预测,属于第三类运动的预报,von Neumann 认为这一类运动的时间范围是30~180天,正好与这种预报的尺度相吻合。

大气的运动由于与地面的外摩擦及大气内部的内摩擦不断地消耗大气的动能。有的作者估计,如果没有能量来补充,大气的动能将在5天之后耗尽。当然,实际上大气从来也没有停止运动,这说明大气不断地得到能量的补充。大气运动的能量主要来自地表,这包括海上、陆地向大气的长波辐射,感热与潜热的输送增加了大气热能,热能转换为位能,位能中可以释放出来的部分称为有效位能,有效位能转化为动能。所以,大气运动的能量来源是地表对大气的加热。

这样大气的运动就受两个因素支配,大气的初始运动场,以及不断地向大气输入的能量。Мусаелян(1980)曾对这两个因素的作用进行了评估,他认为这两个因素的影响与大气运动的尺度有关。运动的尺度愈大,初始场影响的时间愈长。如何来估计大气运动的尺度呢?可以从波数来判断。一般认为波数1~4为超长波,5~8为长波,8以上为短波。然而,对于任何一种尺度,大气初始场的作用总是随时间而减弱,输入的能量即热流入量的作用则总是随时间而增强。如果把这两个作用相等的时间称为,即在之前大气初始场起主导作用,而在之后热流入量起主导作用。据 Мусаелян 的研究,波数为1,2,3波的分别为162、54及27天,4波的剧减到16天,5波为11天,6波则只有8天。这就是说超长波(1,2,3波为主)的初始场影响可达1个月,0波的这一时间可能比1波更大些。所以,有人认为大气的记忆力约为1个月,再长时间对初始场就没有什么记忆力了。换句话说,1个月以后就要着重研究热入流量的影响了。这个结论与用数值模式作气候预测的实践完全一致。现在,作月平均环流预测,还可以勉强用 AGCM 积分,但是作季预报,就不得不采用耦合模式了。

上面已经谈到,只有作平均环流预报才可能超越2~3周的可预报性界限。因此,作平均环流预报是气候预测的基础。而超过1个月下

垫面的物理状况的变化也必须考虑，这显然不能再仅限于用 AGCM。王绍武等指出，大气过程本身的持续性不超过两周，大多数情况下是由于冷热源本身的持续性使得环流异常能够维持。所以如果加入对下垫面的考虑(如 SST)，并考虑到由于季节变化对下垫面异常的持续性的影响，月平均环流预报的时效大致为半年[18]，丑纪范的估计要略乐观一些，大致为 6～11 个月[19]。

可预报性的另一个方面是预报准确率，它是指在多大程度上我们可以对气象要素进行预报，也就是说对某一气象要素的预报，我们最多可以得到多少正确的信息。不同的研究对准确率的估计相差较大，如 Алексеев 与 Николаев 认为，如果允许误差为标准差的 0.68 倍，则气温预报的准确率上限为 75%～80%，而 Груза 与 Шевченко 的估计表明冬季月平均气温预报准确率最高能达到 90%以上，夏季超过 85%，高于 Алексеев 与 Николаев 和 Shea 的估计。究竟谁的估计更接近于实际，目前还很难讲，但就气候预测的可预报性而言，引入准确率这一概念是非常重要的[1]。

平均环流预报与所有气候预测一样不能用确定论的方法作预报，只能是概率意义下的预测，即预测某一状态以高概率出现，这包括两部分，首先要预测这一状态是什么(而最好的预测与实况也不可能完全一样，即准确率的问题)，然后是这一状态出现的可能性有多大，而概率预测本身也并非易事。

§14.5　夏季降水的可预报性

Madden 于 1982 年率先提出“气候噪声”的概念，并且设计了一些公式来计算气候噪声，分析月或季降水的方差与气候噪声方差的比值 F[20]。如果 F = 2 即表明降水量方差中有 50%是可预报性的，这大约相当预报技巧分 0.7 或预报准确率 85%。但是，根据初步估算对夏季降水量而言，美国及加拿大大部分地区 F 值在 1.0～1.5 之间。如果以 $F = 1.3$ 计算，则预报技巧分为 0.5，相当预报准确率 75%。这是可预报性的上限。当然对气候噪声还可以有不同的估算方法，例如 Груза 与 Шевченко 的估计就比 Madden 的要低，因此可预报性也较高。这里从另

一个角度来讨论这个问题,天气尺度的降水过程不仅从时间上看对月或季总降水量是噪声,从空间分布上看也是噪声,特别是时间尺度小的降水过程,空间尺度也必然要小,这是不需要多解释的。然而,我们在预报与分析中应用的是单站降水量记录,这个记录中包括了大大小小各种时间或空间尺度的降水过程,所以,根据降水量空间分布的尺度,也可以在一定程度上讨论降水量的可预报性。表 14.4 给出中国夏季降水量 EOF 占总方差的百分比,资料为国家气候中心气候预测室的 160 个站中在 105°E 以东的 120 个站 6~8 月总降水量,时间为 1951~1999 年共 49 年,所以共有 49 个非零的特征根,对应有 49 个 EOF。各 EOF 占总方差的百分数及累计百分数用 C_1 及 C_2 表示。表 14.4 中同时列出每个 EOF 时间系数在 1951 年到 1999 年的每 1 年中占第 1 位或第 2 位的次数(n)。

表 14.4 中国东部 120 个站夏季降水量 49 个 EOF 占总方差值(C_1)、累计值(C_2)及每个 EOF 在每年占第 1 或第 2 位的次数(n)

序号	C_1	C_2	n	序号	C_1	C_2	n
1	17.6	17.6	17	26	0.9	90.4	0
2	13.7	31.3	17	27	0.8	91.3	0
3	6.8	38.1	11	28	0.8	92.1	1
4	6.4	44.5	12	29	0.7	92.8	0
5	5.0	49.5	6	30	0.7	93.4	1
6	4.6	54.1	6	31	0.6	94.1	0
7	3.6	57.7	5	32	0.6	94.7	0
8	3.3	61.0	4	33	0.6	95.3	0
9	3.2	64.2	4	34	0.5	95.8	0
10	2.9	67.0	1	35	0.5	96.3	0
11	2.3	69.4	1	36	0.5	96.8	0
12	2.2	71.5	2	37	0.4	97.2	0
13	1.9	73.5	1	38	0.4	97.6	0
14	1.8	75.3	0	39	0.4	98.0	0
15	1.8	77.0	0	40	0.3	98.3	0
16	1.7	78.7	2	41	0.3	98.6	0
17	1.6	80.2	3	42	0.3	98.9	0
18	1.5	81.7	2	43	0.3	99.2	0
19	1.3	83.0	1	44	0.2	99.4	0
20	1.2	84.2	1	45	0.2	99.6	0
21	1.2	85.4	0	46	0.2	99.7	0
22	1.1	86.5	0	47	0.1	99.9	0
23	1.1	87.5	0	48	0.1	1.00	0
24	1.0	88.6	0	49	0.0	1.00	0
25	1.0	89.5	0				

从表 14.4 可以看出 49 个 EOF 可以分为 4 个段落。EOF1 及 EOF2 是最主要的空间型,合计占总方差的 31.3%,EOF3~EOF9 为第 2 个段落,每个 EOF 约占总方差 3%~6%,合计 32.9%,这两部分约占总方差 2/3,这应该是可以预报的部分。因为,从空间分布来看(图

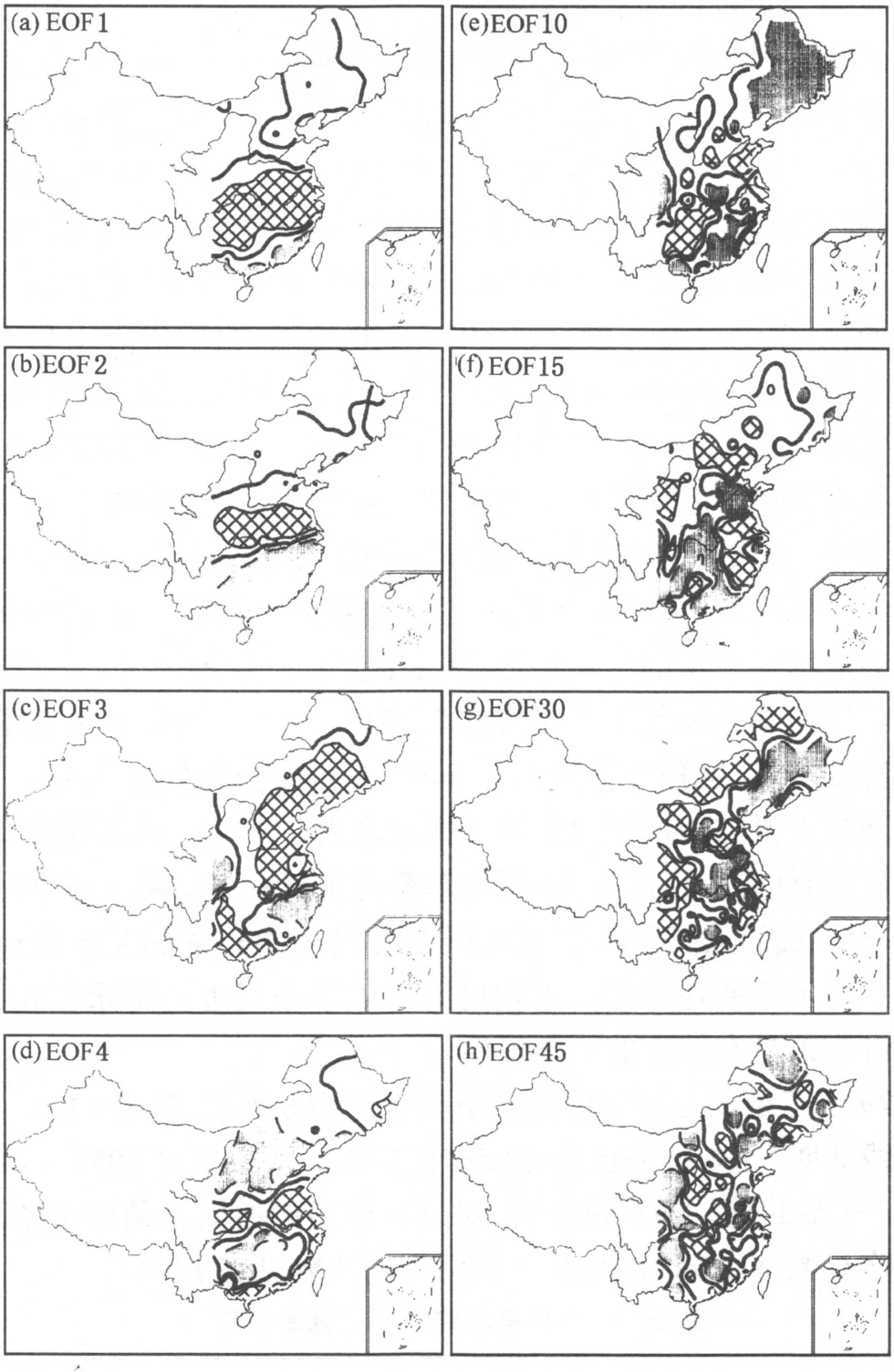


图 14.3　中国东部夏季降水 EOF 分析 1951 ~ 1999 年

14.3)这两类 EOF 中,距平空间尺度大,中国东部一般有 3 ~ 5 个正、负距平中心。从时间变化来看,在过去 49 年中有十几年,至少也有 4 ~ 5 年成为夏季降水异常的主要特征,因为 EOF 的时间系数绝对值在该年占到 49 个时间系数的第 1 或第 2 位。这说明这些降水量异常的空间

分布特征是大尺度的而且是常见的。

从 EOF10 开始到 EOF20,每个 EOF 占总方差 1% ~ 3%之间,偶然也能在某一年中占到重要的地位,但是只不过 1 ~ 2 年,而且时间系数的绝对值都比较小。例如 1954 年长江大水,EOF1 的时间系数为 2716,1998 年达到 1546。1956 年淮河大水 EOF2 的时间系数为 1345。1994 年江南多雨 EOF2 为 2205,而 EOF10 以后的 EOF,尽管能在某一年占前两位,但绝对值一般仅在 300 ~ 500 之间,粗略讲降水集中程度只有大水年的 1/3 ~ 1/4。这表明,当 EOF10 之后的 EOF 占优势时,该年的气候特征是不强的。况且,从图 1(e)和(f)(EOF 图)可以看出,这时每个 EOF 图上,正负距平中心在 7 ~ 10 个之间,说明降水异常的空间尺度更小。显然,这些空间尺度小,出现频率不高的降水异常是很难预报的,从 EOF21 开始,每个 EOF 占总方差 1%或更少,而且时间系数也很少会成为某一年的主要特征,这是真正的气候噪声了,当然是不可预报的。这两部分加起来占总方差 35.8%。所以,从降水量变率的时空变化特征来看,可预报部分约占 64%,不可预报部分占 36%。

从理论上讲空间尺度愈大可预报性愈大。朱锦红的研究确实表明夏季环流(当然是大尺度环流)所能解释的主要是夏季降水异常的大尺度特征[21]。我们从夏季降水型与同期大气环流异常的关系来讨论可预报性。降水型的划分相当大程度上排除了小尺度的降水量扰动,从理论上讲应该具有较大的可预报性。

1979 年王绍武与赵宗慈把夏季旱涝定为 6 种型,见表 14.5。近 20 年的实践证明,这 6 种型还是比较有代表性的。根据对 1951 ~ 1999 年 160 个站完整的夏季降水量分析,对过去分型的原则又稍作调整,型的档案也略有调整。6 种雨型与 3 类雨带的比数见表 14.6。

表 14.5 6 种夏季降水型的基本特征

型	降水特征
1a	我国东部(指 23° ~ 42°N、105° ~ 120°E)多雨为主
1b	江淮多雨,江南、华北少雨
2	江南多雨,黄河少雨
3	江淮少雨,江南、华北多雨(两个雨带)
4	黄淮多雨。江南少雨
5	我国东部少雨为主,沿海多雨

当然 6 种型的划分也不能认为是十全十美的,我们划定降水型之

后又计算了每一年与各型平均降水的相关系数。计算与本型平均相关时，在平均中除去本年，结果大部分年与本型相关最高，而且相关系数一般在0.5以上。但是也有7年与本型的相关系数虽然相对最高，但相关系数的值却较低，一般在0.2左右。这表明这些年的降水与型的平均特征相差较大。甚至1988年与6种型的相关均很低。这说明6种型也不能完全概括中国夏季降水异常的空间分布特征。但是，从实际工作要求出发，也不能划分过多的型。这里指出这个问题，是为了说明分型的局限性。图14.4给出49年来各型的平均降水量距平分布。

为了说明影响夏季降水异常的大气环流机制，这里考虑8个因子：

①东亚纬向环流　②东亚经向环流　③高原高度　④印缅槽

⑤阻高　⑥副高强度　⑦副高西界　⑧副高北界

其中阻高指数由国家气候中心杨义文提供，其余由气候预测室提供。与近49年降水型档案比较，可以得到如表14.7的结果。

表14.6　6种夏季降水型与3类雨带的比较(表中为年，略去**1900**)

雨带	1a	1b	2	3	4	5	共计
Ⅰ	95			59 61 66 73 76 77 78 81 85 94	53 58 64 67 88	60 92	18
Ⅱ	62	57 79 82 75 84 89 91			56 63 71	65 72 90	14
Ⅲ	54 96 98	69 80 83 52 87 97	55 68 70 93 99			51 74 86	17
共计	5	10	8	10	8	8	49

从各环流特征量的距平值来看，表14.7所列只能说是占优势的环流特征，而有些年则不具备这个特征。依此类推49年中共35年夏季降水型对应的大气环流异常与表14.7中所列特征一致，占71.4%，而不一致的有14年，占28.6%(表14.8)。

表14.7　不同夏季降水型的大气环流特征

型	大气环流特征
1a	副高异常偏西、高原高度高，印缅槽强、阻塞高压强
1b	副高强偏西
2	亚洲纬向环流强、经向环流弱、副高偏东、偏北
3	副高弱偏北、阻塞高压强
4	亚洲纬向环流弱，经向环流强、阻塞高压强
5	副高偏弱、偏东

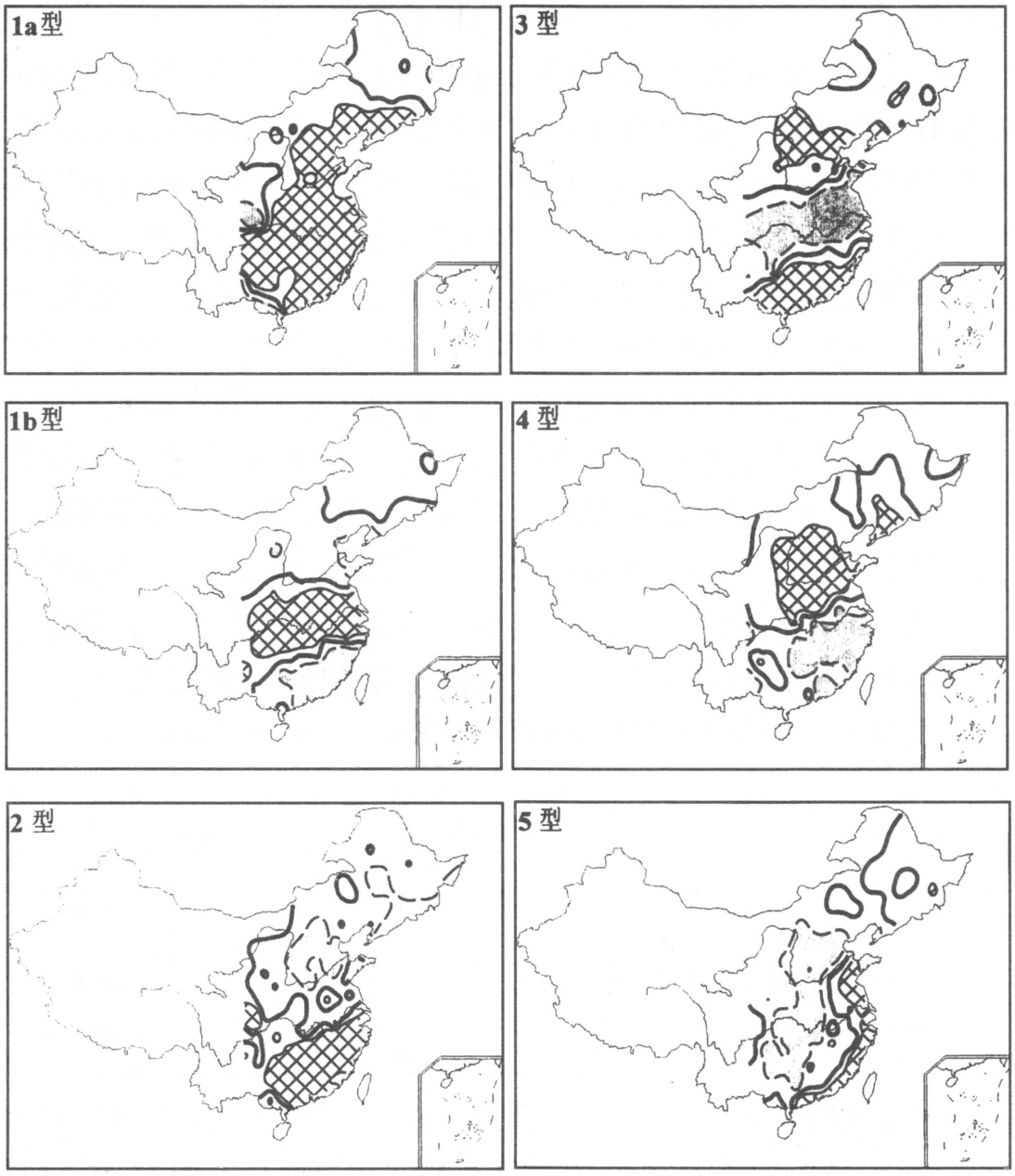


图 14.4 各型的平均降水量距平分布

表 14.8 夏季大气环流异常与降水型一致及不一致年数

型		1a	1b	2	3	4	5	共计
年数		5	10	8	10	8	8	49
主要环流特征	一致	5	7	6	7	6	4	35
	不一致	0	3	2	3	2	4	14

由此夏季降水型有 70%以上是与同期大尺度环流对应的,也可以说这是可以预报的,即降水型的可预报性在 70%左右。但是如果对每个站降水量拟合,对单站降水量总平均相关系数仅 0.44。对区域降水

量的分析结果要好，相关系数可达 0.70 左右[22]。这再次说明大尺度降水异常特征的可预报性要高于单站降水量。但是，并不是每个区都能达到这样高的相关系数。因此，认为降水型的可预报性在 70% 左右，可能还是有代表性的。

下面试着从预测角度来认识可预报性。文献[23]与[24]中列举了作夏季降水预报的因子，并绘制出框图。因子数达到 10 个，并归结为 6 个方面：海温、雪盖、季风、高原、阻高及太阳黑子。但是其中海温、季风、高原、阻高、太阳黑子均是同期的因子，只能解释降水的异常，而不能预测。要预测夏季降水时先要预测这些因子可能发生的异常，例如是否发生 El Nino 或 La Nina，中纬度是否有阻高等，甚至太阳黑子也是要预测的。所以我们只用 3 个可以从冬季预测夏季降水的因子来讨论这个问题：

①冬季环流因子，在文献[19]中已作了这方面的尝试。在 2000 年汛期预报中王绍武等又对 6 种降水型的预报作了探讨。这种时间间隔符合我国气候预测的一条重要经验，即半年韵律[23]；

②大家公认冬季青藏高原积雪可能对夏季降水有影响，但是这并不是一个经常出现的信号，而且如何使用这个信号，也有一定问题；

③ENSO，虽然目前在制作预报时，ENSO 是一个讨论的重点，但是，大多数人都承认 ENSO 与中国夏季降水的关系不很密切，况且在冬季尚不能完全准确地预测夏季的 ENSO 发展，因此 ENSO 信息的使用应该是有条件的。

下面我们分别讨论这 3 个问题：

①冬季环流。早在 1981 年廖荃荪等就把冬季大气环流异常作为判断夏季 3 类雨带的基础，这个思想在以后的业务预报工作中仍有一定指导意义。试验证明预报夏季降水异常的冬季环流因子主要集中在东亚地区。所以按 6 种降水型作了各型前期冬季的 500hPa 平均高度距平合成，范围为 10°N ~ 70°N，80°E ~ 150°E。对每种型对应的冬季环流取出有代表性的 4 个格点，组成一个指数，这样就有 6 个指数，把所有指数均标准化，这样就可以互相比较。计算 1951 年 ~ 1999 年 6 个指数。每一年某种降水型的冬季环流指标值最高，即预示未来夏季应出现这种降水型。例如 1956 年 4 型指标最大，实际也出现 4 型，这种

情况在49年中有14年。另有7年第2大的指标与第1大的指标十分接近,而出现了第2大的指标所对应的降水型。如1965年降水型为5型,但3型的指标仅比5型的略大。这种情况有7年,也可以认为对夏季降水有指示意义。这样共有21年与环流预报符合,占42.9%。

②冬季高原雪盖。这个因子在文献[24]与[25]中已经讨论得很多了。我们只应用其结论:冬季高原积雪多,夏季长江中游降水多。这应该相当于1b型。同时,我们指出积雪多长江多雨,但是积雪少而干旱的关系却并不很好。所以根据[26]只选出多雪年6个,即1969年、1980年、1983年、1984年、1987年及1991年,正好这6年都是1b型。

③ENSO。至今人们发现的夏季降水与ENSO同时的关系是El Nino年夏季北方少雨,江南多雨;La Nina年相反,北方多雨,江南少雨。但是ENSO与夏季降水异常的关系远不如与秋、冬季降水异常的关系好[27]。所以,人们又注意到ENSO与第2年降水有一定关系。谢志辉根据新建的ENSO指数序列把冬季到夏季ENSO的变化分为6类:即冬季正ENSO位相(高SST、低SOI)夏季为负、正常、正3种情况及冬季负ENSO位相(低SST、高SOI)夏季负、正常、正3种情况。并用CCM3模式对一些过程进行了模拟研究。这样如果能够在冬季预测出夏季ENSO的变化,即可判断夏季可能出现的降水型。

最主要的问题是与以上6种ENSO情况对应的夏季降水型出现概率并不集中。其实,这正好说明ENSO并不是在每年都起着决定性的作用。因此,并不是每年ENSO都能解释中国的降水异常。分析显示,ENSO能提供独立信息的只有5年。这样共有5年在环流因子和青藏高原雪盖不能预测的情况下,ENSO能提供有益的信息,与环流因子和青藏高原雪盖一致的情况从略。

顺便指出1997~1998年发生了本世纪最强的El Nino,冬季高原积雪也很多,根据这两个指标长江应多雨,实际长江确实多雨,但整个中国东部降水均较多,所以定为1a型。应该说1998年,环流、积雪、ENSO三个信息都是很强的,大约这也是预测比较成功的原因。

总之,在1951~1999年的49年中有21年前期环流提供了较为准确的预测信息,雪盖与ENSO分别提供了6年及5年信息,总共有32年是可以预报的,占总年数的65.3%。这就是说,从预测角度来看,中

国夏季降水的可预报性在65%左右。

上面从降水量变率、降水型的环流机制及预测三种不同的角度来估计中国夏季降水量的可预报性大约为65%、70%、65%，结果相当一致。因此我们可以初步得到结论，中国夏季降水量的可预报性在65%～70%之间。这里所采用的三种分析方法都是可以改进的，这只是对可预报性所作的初步探讨，尝试从不同角度研究这个有十分重要实际意义，也有重要理论意义的问题，而可预报性的大小却是可以进一步讨论的。

参 考 文 献

[1] 王绍武、林本达等著，气候预测与模拟研究，气象出版社，1993。

[2] 李小泉、李维京等，月尺度动力学延伸预报试验，王绍武主编，气候预测研究，气象出版社，61～72，1996。

[3] 王绍武，短期气候预测研究的历史及现状(见：王绍武主编，气候预测研究)，气象出版社，1～17，1996。

[4] Baumhefner D. P., Evaluation of long－range forecast skill from Monte－Carlo ensemble integrations of a low－resolution NCAR Community Climate Model, in: Extended abstracts submitted to the ICTP/WMO International Technical Conference on Long－Range Weather Forecasting Research, Trieste, Italy, 8～12 April, 15－19, 1991.

[5] Baumhefner, D. P., Experimental 30－day forecasts form several spectral general circulation models, in: Proceedings of the Twelfth Annual Climate Diagnostics Workshop, 12～16 October, 412－418, 1987.

[6] 朱锦红、卢咸池、王绍武，PKU L5 AGCM 延伸预报的试验研究(王绍武主编，气候预测研究)，气象出版社，36～49，1996。

[7] Palmer T. N., Brankovic C., Molteni F., Tibalde S., Extended－range predictions with ECMWF models: Interannual variability in operational model integrations, Quart. *J. R. Metor. Soc.*, **116**: 799－834, 1990.

[8] Schemm J E and van den Dool H M., A multi－year DERF experiment at NCEP. In: Proceedings of the Twentieth Annual Climate Diagnostics Workshop, 23－27 October 1995: U S Department of Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP: 402－405.

[9] Robinson, W. A. and Qin, J., Predictability of the zonal index in a global model, Tellus, **44A**: 331～338, 1992.

[10] 王绍武，月平均环流的长期数值预报，大气科学，**14**：243～248，1990。

[11] Shukla, J., Physical basis for monthly and seasonal prediction, in: Proceedings of the first WMO workshop on the diagnosis and prediction of monthly and seasonal atmospheric variations over the blobe, 29 July～2 August 1985.

[12] Rowell D P, Folland C K, Maskell K, et al. Modelling the Influence of Global Sea Surface Temperatures on the Variability and Predictability of Seasonal Sahel

Rainfall. *Geophys. Res, Lett.*, **19**(9): 905 – 908, 1992.

[13] 王绍武、朱锦红,几个方兴未艾的气候学问题,应用气象学报,**10**(增刊):104 ~ 112,1999。

[14] Evans R E et al., Seasonal predictability experiments. In: Proceedings of the Twenty – Second Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. October 6 – 10, 1997, Berkeley U S Department of Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP: 14 – 17.

[15] Anderson J H van den Doll H M et al., Capabilities of dynamical and statistical methods for atmospheric extra – tropical seasonal prediction. In: Proceedings of the Twenty-Second Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, October 6 – 10, 1997, Berkeley US Department of Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP: 46 – 49.

[16] Barnston A G. Hoopingarner J. O'Lenic E. Van den Dool et al., Review of Skill of CPC's Long – Lead Seasonal U.S. Predictions Since 1995. In: Proceedings of the Twenty-Fourth Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, November 5 – 9, 1999, Tucson US Department of Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP: 13 – 16.

[17] Barnston A G. Yu Xiang He, Skill Summary of Long – Lead Predictions of the ENSO Conditions from Fall 1996 to Fall 1998. In: Proceedings of the Twenty-Third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, October 26 – 30, 1998, Miami US Department of Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP: 86 – 89.

[18] 王绍武、赵宗慈、陈振华,月平均环流异常的持续性与韵律和海气相互作用,气象学报,**41**(1):33 ~ 42,1983。

[19] 丑纪范,长期预报研究通讯,**40**,21 ~ 24,1988。

[20] Madden R A, Shea K J. Potential Long-range Predictability of Precipitation over the North America. in Proceedings of Seventh Annual Climate Diagnostics Workshop, 18 ~ 22 October, 423 – 426, 1982.

[21] 朱锦红,中国夏季降水的可预报性研究,应用气象学报,**10**(增刊):79 ~ 87,1999。

[22] 王绍武,季度气候预测的可预报性(见:国家气候中心主编,提高短期气候预测质量研讨会文集),中国气象局预测减灾司,14 ~ 20,1999。

[23] 赵宗慈、王绍武、陈振华,韵律与长期预报,气象学报,**40**(4): 464 ~ 474,1982。

[24] 陈烈庭,青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用 . 应用气象学报,**9**(增刊): 1 ~ 7,1988。

[25] 赵振国, 我国汛期旱涝趋势预测进展(见:王绍武主编,气候预测研究),气象出版社,84 ~ 93,1996。

[26] 赵振国主编,中国夏季旱涝及环境场,气象出版社,1 ~ 296,2000。

[27] 龚道溢、王绍武,ENSO 对中国四季降水的影响,自然灾害学报,**7**(4):44 ~ 52,1998。

第三编

十年到百年气候变率与长期气候预测

第十五章　大气环流的长期变化

§15.1　全球大气涛动

大气环流的运动和变化是直接影响世界各地气温、降水、风等气候要素的主要因子之一，近地面的环流状况更是与人们生活息息相关，因此，海平面气压很早就为人们所重视和研究。海平面气压图的使用使人们建立了大气活动中心的概念，这是对大气环流认识的一大进步，因为大气活动中心控制和影响的区域很大，它所揭示的大气现象与规律是某个台站观测无法想象的。进一步的研究表明，某些大气活动中心之间存在显著的负相关，当某个大气活动中心气压偏高时，另一个则偏低，如当亚速尔高压(Azores High)偏强的时候，冰岛低压(Iceland Low)通常也加深，反之亦然。这种类似跷跷板式的现象被称为“大气涛动”。

20世纪二三十年代 Walker 对全球大气涛动的研究作了开创性的工作。系统地提出了全球三大涛动的概念，即北大西洋涛动(NAO)、北太平洋涛动(NPO)和南方涛动(SO)。从 Walker 以后，人们一直在探求除了三大涛动之外，大气中是否还存在其他类似的涛动。Walker 曾指出“正如北半球北大西洋地区亚速尔和冰岛气压有反向变化的趋势一样，横贯智利和阿根廷的高压带地区的气压与威德尔海和别林斯高晋海一带的气压变化也是相反的”，但是由于南半球观测资料十分缺乏，限制了人们的分析研究。最近发现南半球中高纬度地区的确也存在类似的大气涛动，即“南极涛动”，表现形式为以南极及相邻地区为中心的气压变化与 40°～50°S 地区相反，这也是一种驻波性质的涛动，波节大约在 55°S 附近(龚道溢和王绍武，1998)[1](见图 15.1)。南极涛动指数的定义用 40°S 和 65°S 纬圈平均气压的差表示。

Walker 对三大涛动给出了定量的定义。NAO 定义中使用了 9 个从陆地到海洋分布十分分散的站点，5 个站点气温，4 个气压。NPO 定义中则考虑了 10 个站点，包括 6 个站气压，4 个站气温。考虑到有些站点之间距离远近不等和统计的独立性，NAO 和 NPO 定义中分别使用了权重

系数 0.7,1/3 和 2/3。利用这些定义,Walker 曾定量地研究过 NAO 和 NPO 与区域天气、气候现象的关系。但是,后来人们发现,NAO 和 NPO 定义中的要素之间存在密切的联系,气温、降水和气压的变化之间就可能存在本质上的因果关系,所以这种定义缺乏严谨性;而且由于指标太多,以及缺少其它季节的定义,所以使用起来很不方便。因此,Walker 之后,不断有人对其定义进行补充和修改,其中 NPO 定义的研究较少,而对 NAO 的研究则要详细得多(见表 15.1)。

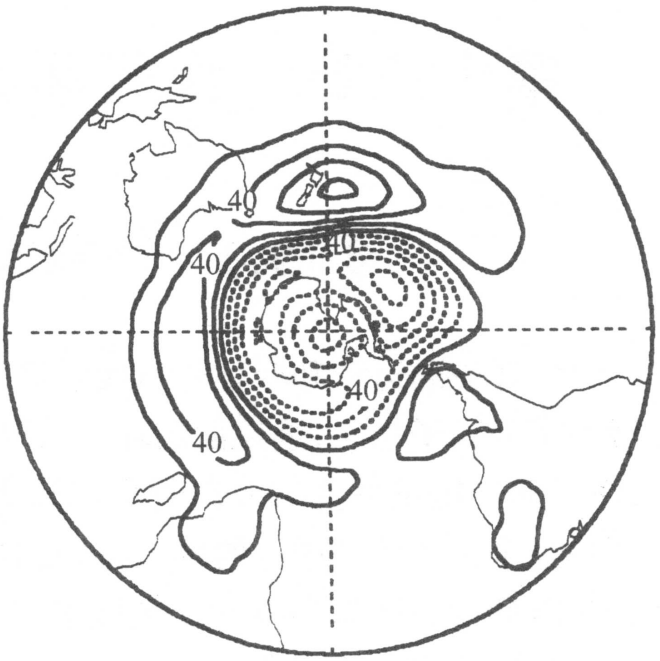


图 15.1 南极涛动,MSLP 的 EOF 分析第一模态,解释总方差的 22.5% ,文献[1]

表 15.1 基于观测资料的 NAO 指数

指 标	起始年	作 者
Ponta Delgada-Akureyri,SLP	1879	Rogers,1984[2]
Ponta Delgada – Stykkisholmur, SLP	1867	Moses 等 1987[3]
Lisbon-Stykkisholmur, SLP	1864	Hurrell,1995[4]
Gibraltar – Reykjavik, SLP	1825	Jone 等, 1997[5]
700hPa 高度场, RPCA	1950	Barnston 和 Livezey,1987[6]
Jakobshavn-Oslo, 气温	1860	van Loon 和 Rogers, 1978[7]
SST	1856	Cullen 和 DeMenocal, 2000[8]
海平面气压(SLP)场, RPCA	1950	Barnston 和 He, 1996[9]
SLP, 格点平均	1873	龚道溢和王绍武,2000[10]

可见,大气涛动指数的定义差别还比较大,每种定义都有一定的特点,归纳起来大致有以下 4 种方式。第 1 种是单站 SLP 差,这种定义意义明确,序列变化敏感,但代表站的位置是固定的,不能反映大气活动中心的季节变化,而且单站 SLP 资料容易受测站位置、观测仪器和观测方法变化等因素的影响,造成资料本身的误差。第 2 种是 EOF 或 PCA 分析的时间系数,这种定义的稳定性很好,不过由于一般分析的资料大多为半球资料,涉及的范围很大,物理意义没有第 1 种直接明了,因为 NAO 和 NPO 主要是一定范围的区域现象,EOF 或 PCA 分析是对所涉及区域

的整体特征的反映，也必然包括其它一些次要或无关的因素。第3种是大气活动中心强度或强度的差。如 Trenberth 和 Hurrell(1994)[11]就定义了一个 NP 指数，代表的是北太平洋大范围(30°N ~ 65°N，160°E ~ 140°W)面积加权平均 SLP 的变化，其实质是阿留申低压的强弱；Hameed 和 Santer 等(1995)[12]定义了一个比较好的大气活动中心强度指标，适用于全年各个季节，不受大气活动中心位置季节变化的影响，代表性很好。如果用亚速尔高压强度与冰岛低压强度的差表示 NAO，夏威夷高压强度与阿留申低压强度的差表示 NPO，这种定义只是突出了大气活动中心的活动，而缺少涛动的概念，而且在一些区域 SLP 的最大方差并不位于大气活动中心的中心位置，而是稍靠边。按这种定义计算大气活动中心之间的相关性，结果并不很理想。第4种是定义为区域平均 SLP 差。这种定义的意义也较明确，而且随机性比用单站要小，代表性较稳定；但由于区域是固定的，因此对涛动季节变化的反映也较差。NAO 和 NPO 由于相关大气活动中心的位置和强度季节变化差异很大，在冬季信号明显且涛动强烈，涛动中心位置偏北，夏季涛动强度比冬季要弱，中心位置南移。NAO 不仅位于副热带的中心位置在夏季与冬季有变化，而且冬季和夏季 NAO 的空间型也存在差别。因此，对 NAO 和 NPO 指数的定义根据季节的不同，分别进行定义更为合理。

Thompson 和 Wallace(1998)[13]基于北半球大气环流的分析，提出了北极涛动(AO：Arctic Oscillation)的概念，根据计算 1900 ~ 1995 年 11 ~ 4 月的 NAO 和 AO 相关达 0.69。Wallace(2000)[14]最近指出，AO 与 NAO 二者本质上是一致的，是同一事物在不同侧面的两种表现，实际上反映的都是中纬西风的强弱；只不过 AO 尺度更大，而 NAO 是其在北大西洋区域的表现。

§15.2　近百年大气涛动的变率

要分析大气涛动的变率离不开长的时间序列。根据资料来源可分为两类：一类是用观测资料建立的序列，一类是代用资料建立的序列。

对大气涛动长时间序列的建立工作中，有关 NAO 的工作最多。表15.1 中列出了根据观测资料建立的各种形式的 NAO 指数序列，图 15.2

给出了冬季和夏季 NAO 序列。

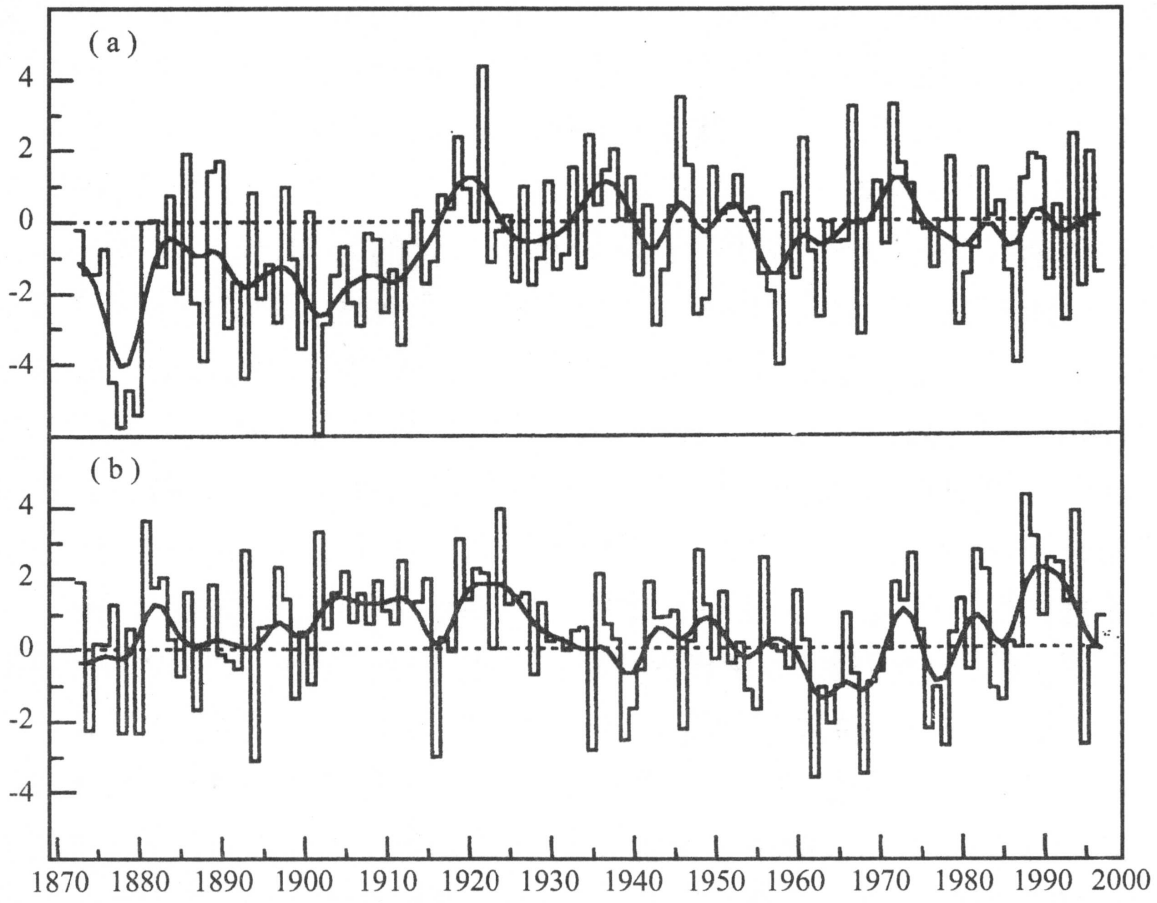


图 15.2 夏季(a)与冬季(b)的 NAO 指数(1873～1997, 龚道溢和王绍武,2000)[10]

这些观测序列的分析表明 NAO 存在显著的年际变率,主要集中在 2～3 年及 7～8 年左右(Hurrell 和 van Loon 1997)[15],而年代际变率不突出,这可能与资料长度偏短有关。最近的 30 多年间,冬季 NAO 一直呈强烈的增强趋势,这是否与低频的年代际或更长尺度的变化有关呢?因为观测序列最长的也就 170 多年,并不足以说明 1960 年代以来的变化是否异常。

因此,近几年人们投入了很大力量利用各种代用资料,尽可能地往前延长 NAO 序列。表 15.2 中列出了几个有代表性的工作。使用的代用资料中用得最多的是树木年轮。Cook 等(1998)[16]从分布在北美及欧洲的 102 个年表中挑出了与 NAO 关系最好的 10 个序列,重建的冬季 NAO 指数往前延长到了 1701 年。瑞士伯尔尼大学地理研究所的 Luterbacher 等(1999)[17]用典型相关(CCA)建立树木年轮与气压指标间的统计关系,然后,利用建立的关系重建了 1675 年以来的月分辨率

的 NAO 序列。除了树木年轮外，格陵兰的冰芯资料也能提供大量的信息(Barlow 等 1993)[18]。Appenzeller 等(1998)[19]根据 NASA-U 钻孔的冰雪累积量，将年平均 NAO 序列往前延长了近 350 年。

当然，任何一种代用资料都有其局限性。树木年轮受生长季气候变化的影响大，用它来反映冬季 NAO 可能是不恰当的，因此 Cook 等(1998)[16]的重建从大量的年表中仅仅能挑出不到 1/10 的可用序列。此外，树木年轮还可能存在的一个问题是通常做了生长趋势拟合后，有时很可能人为地把真正的气候长期变化或低频部分也消除掉了。一些纬度偏南的地区如地中海和北非，冬季树木生长受气候变化的影响较大，用这些地区的树木年轮来重建可望能得到更好的结果。冰芯资料的年际变化很大，这可能与降雪局地因素如风的作用等有关，此外冰芯定年也可能带来一定误差，所以冰芯反应低频变化应该更合适些。另外冰芯同位素记录虽然与大尺度的海平面气压变化关系很好，但是同时还与其他因素有更密切的关系，如降水的来源地、气旋活动的特点、高空环流的异常等都能够影响到格陵兰冰雪中同位素的含量(Barlow 等 1997)[20]。White 等(1997)[21]指出，NAO 与格陵兰气温、海表温度、太阳辐射等 5 个要素的贡献加起来，才能解释同位素记录方差的 50%。

因此，有时不同重建结果存在较明显的差异。例如虽然 Luterbacher 等(1999)[17]的重建序列与观测序列有很好的关系，能解释标定时期冬季观测 NAO 方差的 25% ~ 40%，Cook 等(1998)[16]的序列能解释 41%，Appenzeller 等(1998)[19]的序列能解释 32%(年)及 27%(冬季)，但是 Luterbacher 等(1999)[17]的重建序列与后两者关系却不太好。这可能是重建工作中普遍存在的一个问题，即重建的序列与观测序列都能有较高的相关，但代用资料重建的序列之间却不能保持稳定的显著相关(Schmutz 等 2000)[22]，因此，考虑到不同代用资料的特点，将各个单独的代用资料的重建序列合成一个来代表 NAO，可能代表性更好些，称“多代用资料重建”(Multiproxy reconstruction)。Cullen 等(2000)[23]同时将树木年轮、冰芯及海温重建的 NAO 指数进行滤波处理，将得到的低通和高通序列作主成分分析，提出最主要的分量对观测序列进行标定，得到回归关系后再将前面的时段转换得到 NAO 指数。结果发现效果有一定的改善，用多代用资料方法重建的 NAO 序列能解

释 56%的方差，比上述几种独立代用资料的效果都要好，图 15.3 给出了几条重建序列。

表 15.2 基于代用资料的 NAO 指数序列

代用资料	起始年	作 者
冰芯	1650	Appenzeller 等，1998[19]
树轮	1675	Luterbacher 等，1999[17]
冰芯 + 树轮 + 器测	1750	Cullen 等，2000[23]
冰芯 + 树轮 + 器测	1701	Cullen 等，2000[23]
树轮	1701	Cook 等，1998[16]
冰芯 + 树轮	1429	Stockton & Glueck，1999[24]

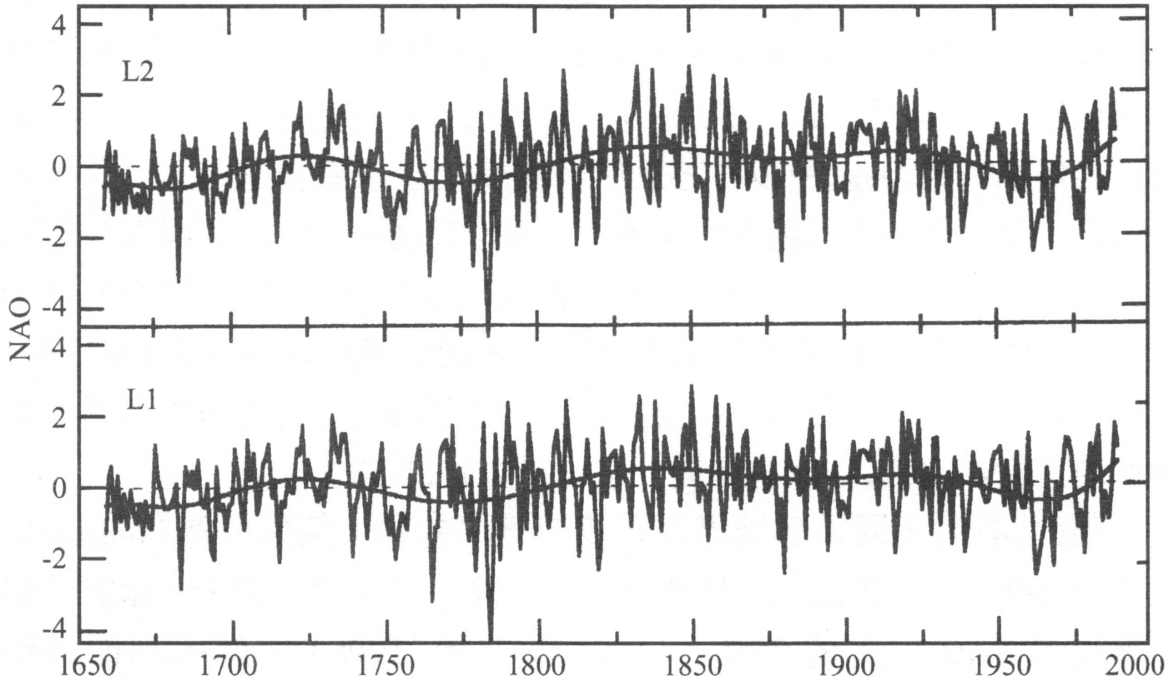


图 15.3 重建的 NAO 指数(冬季，其中“L1”和“L2”为不同方案重建结果)
(引自 Luterbach 等(1999)[17]

分析表明，这些重建的 NAO 序列除了显著的年际变率之外，还有明显的年代际尺度变率，包括 20 年左右的周期及 50 ~ 70 年左右的周期，特别是后一个频率段的变化在其它的气候要素中也存在(Schlesinger 和 Ramankutty 1994，Mann 等 1995)[25, 26]，这可能是气候系统内部的普遍现象。

由于南方涛动不仅仅是一个大气现象，而是与热带太平洋大气强烈相互作用的一个海气耦合系统，所以人们将厄 El Nino/南方涛动(ENSO)作为一个现象。监测及诊断 ENSO 事件及其与全球气候的关系时需要相应的 ENSO 指标，以往人们多用南方涛动指数(SOI)或 Nino

区海表温度(SST)来表示 ENSO 的强弱。这样做可能有两个方面的问题,一是南方涛动指数本质上反映的是热带大气的状况,而 Nino 区海温反映的是赤道太平洋某些区域的海洋环境变化,二者的持续性、变率等特性都有各自的特点,如果仅仅根据某一方来判定 ENSO 事件结果会有所不同。当然,一般情况下,海温与 SOI 有很好的对应关系,如果单独使用海温或 SOI,也的确能较好地反映热带太平洋地区海 - 气系统的状态。但是,有很多时候 Nino 区 SST 与 SOI 的变化并不一致,如 1946 年 Nino 区 SST 都为负距平,但同时 SOI 也是负距平,1984 年及 1985 年 SST 为明显负距平,但 SOI 也是负距平,这反映了大气与海洋状况的不协调,Trenberth 和 Hoar(1995)[27]就曾指出许多高频或局地因素会对 Tahiti 和 Darwin 气压产生影响,所以有时 SOI 的变化并不真正反映大尺度的现象。因此,这二者并不能彼此代替,据计算,两者的季平均值只能彼此说明约 42% 的方差(王绍武和石伟,1992)[28]。所以,如果综合考虑 SST 和 SOI,一方面能更真实地反映热带太平洋海-气系统的状态,如 Kiladis and van Loon (1988)[29]就曾经将标准化的 SOI 与赤道东太平洋 SST 距平(4°N ~ 4°S,160°W 以东)合起来表示赤道东太平洋海-气系统间的耦合状况,美国气候诊断中心(CDC)近期也提出了一个多变量的 ENSO 指标称为 MEI(Multivariate ENSO Index),更是同时用到了海平面气压,地面经向风和纬向风,海表温度,海面气温以及总云量共 6 个要素。

王绍武和龚道溢(1999)[30]利用 2 个 SOI 序列和 2 个 SST 序列建立综合 ENSO 指数(图 15.4)。所使用的 SST 和 SOI 资料包括以下 Nino3 区 SST 序列(Kaplan 等 1997, Cane 等 1997)[31, 32];Nino C 区 SST 序列(Angell,1981)[33];王绍武与石伟(1992)[27]根据 COADS 资料计算的 Nino C 区 SST 序列;Jones 等的 SOI 序列(Allan 等 1991)[34]和石伟与王绍武的 SOI 序列(石伟和王绍武,1989)[35]。根据 ENSO 指数资料统计,ENSO 指数并非正态分布。据 1867 年以来的全部资料,至少有三种比较明显的模态,一是正常态,表现为 0 值附近的高频次,二是冷事件模态,三是暖事件模态。从整个频次分布看,负距平区与正距平区并不对称,正距平区的分布表现出长长的拖尾现象,这说明强的暖事件要比强的冷事件多。而且,比较 1950 年以来的频次分布就会发现,近 40

多年来，冷事件的频率在下降，而强的暖事件的增加则非常突出（图 15.5）。除了上述利用观测资料建立的 ENSO 指数外，近来还有利用代用资料建立的更长的序列，如 Stahle 等（1998）[36]利用树轮建立的冬季 SOI 指数序列（1706 ~ 1977 年），Mann 等（1999）利用多种代用资料建立的 Nino 3 区年平均 SST 序列（1650 ~ 1980）[37]。

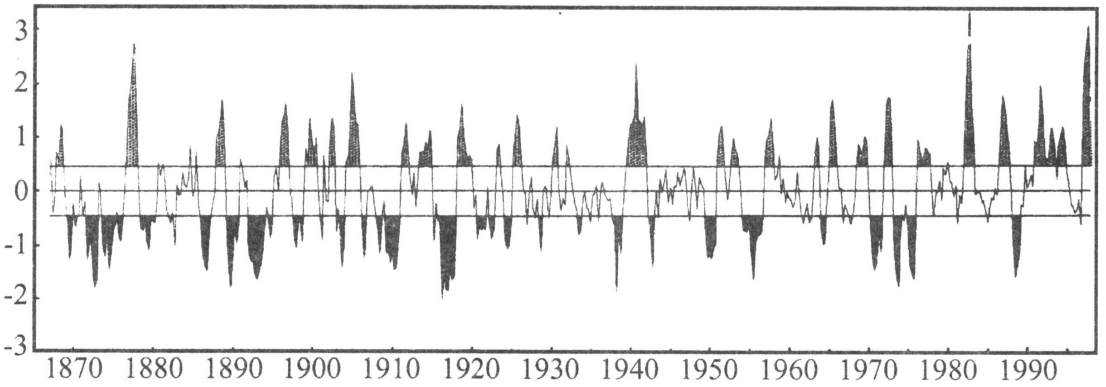


图 15.4 ENSO 指数序列（阴影为暖事件，涂黑部分代表冷事件）（王绍武和龚道溢，1999）[30]

根据上述综合 ENSO 指数序列，对 1867 ~ 1899 年、1900 ~ 1949 年及 1950 ~ 1998 年 3 段时期及 1867 ~ 1998 年进行功率谱分析，发现显著周期长度是随时间变化的。但大部分在 2 ~ 4 年之间，10 ~ 20 年的年代际变化很弱。但是这并不意味着 ENSO 没有年代际变化，其年代际变化不像一般气候要素如气温、降水量表现为 10 ~ 20 年平均值的变化，而是 2 ~ 4 年的振荡特征的变化。ENSO 指数的小波分析表明本世纪后 30 年低频变化加强，80 年代以来 ENSO 指数以正指数占优势，而上世纪后期到本世纪初，10 年左右的振荡较强。

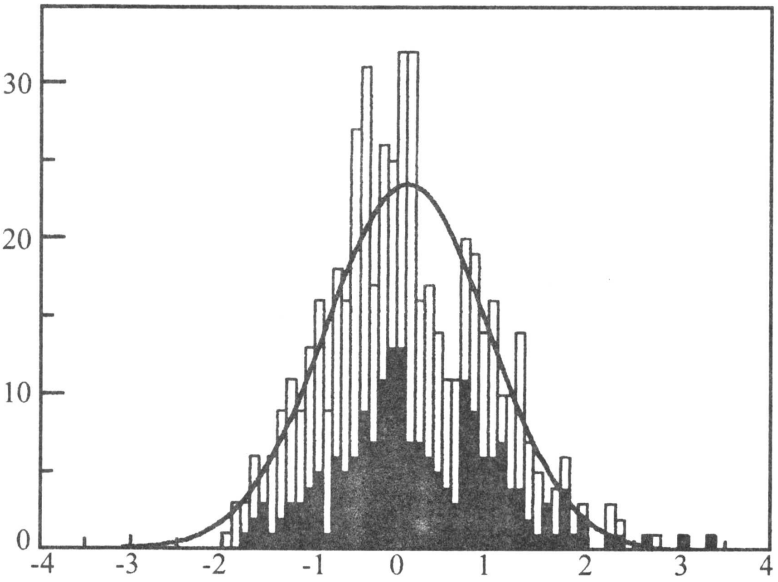


图 15.5 ENSO 指数的频次分布（空白立方柱为根据 1867 年以来全部数据统计，光滑实线为相应正态分布的理论频次，阴影柱为 1950 年以来的频次分布）[30]

龚道溢和王绍武(2000)[38]利用历史海平面气压图、再分析资料等的海平面气压数据,建立了1871年以来1、4、7和10月的南极涛动指数序列(图15.6)。分析发现近百年来1月AOI有明显增强的趋势,40°S纬圈平均海平面气压的变化率为+1.17hPa/100年,7月AOI则有明显减弱的趋势,气压变化率为-1.49hPa/100年,4月和10月的长期变化趋势不明显。最近40多年来,1、4和10月AOI都有较强的上升趋势。小波分析表明四个月份的AOI都有20~30年左右的准周期波动,

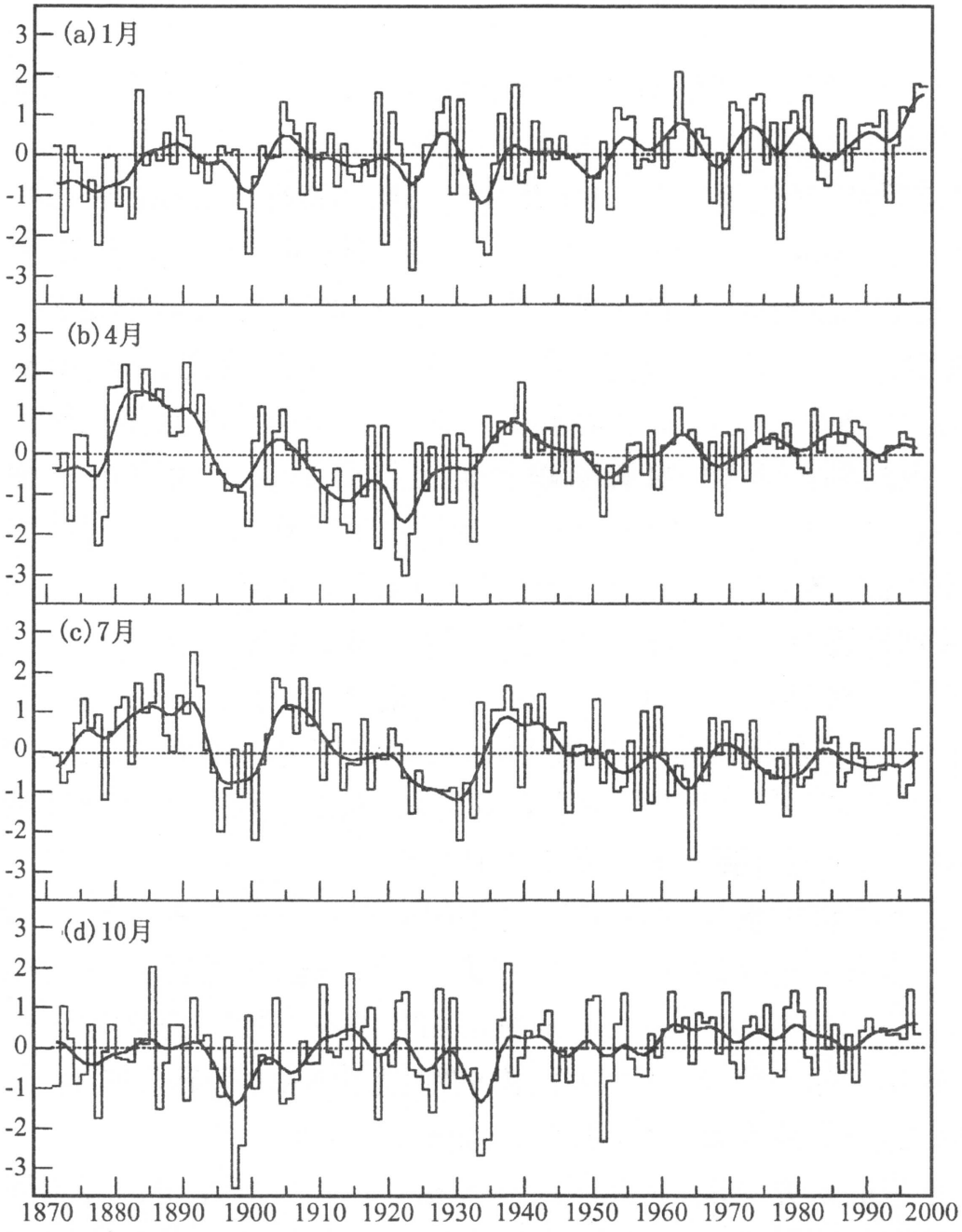


图15.6　1871年以来的AOI序列(龚道溢和王绍武,2000)[38]

表现出显著的年代际尺度的变化。用1、4、7和10月的平均近似反映年平均南极涛动指数，在年代际尺度上，年平均指数在1894～1901年、1910～1935年左右是强的负指数时期。1880～1893年、1936～1945年左右是较强的正指数时期，1980年代以来，强的正指数已经持续了近20年，且1990年代以来还有加强的趋势。

§15.3 大气涛动的模拟

ENSO模拟研究在第10章有详细介绍，这里不再重复。其他的几个大气涛动的模拟中，NAO的研究比较多，许多大气环流模式及耦合模式，都能较好地模拟出NAO及其空间结构特征(Osborn等1999，Pittalwala和Hameed 1991)[39, 40]，不过如果仅仅揭示其空间形态，只能说是从某些方面验证了NAO是气候系统固有的现象，而我们更关心的是其时间特征上的变率，即更关心其变率的模拟研究。Stephenson等(2000)[41]认为即使是简单的随机模型也能表现出明显年代际或趋势变化，观测到的NAO的低频趋势也可能是其自然变率的一种表现(Wunsch 1999)[42]。Rodwell等(1999)[43]用观测的海温和海冰强迫大气环流模式，很好地模拟出了1947年以来的NAO年际、年代际的变化，特别是近30多年来的强烈增强趋势，50%都被模拟了出来。另外，大陆雪盖对NAO年代际变化也可能有贡献(Watanabe和Nitta 1999)[44]。目前比较统一的观点认为，NAO作为一种大气内部现象，利用大气环流模式就可以较好地模拟出来，但是要模拟出其细节特征及其变率特点，还需要考虑气候系统其他要素。

由于海洋的慢变性质，因此许多研究把重点放在海洋上，不管用统计大气模式强迫OGCM还是利用海气耦合模式，或者在OGCM内部(Delworth等1993，Goodman和Marshall 1999)[45,46]，海洋环流都存在显著的年代际变率；不仅北大西洋的海温对NAO有显著影响，热带大西洋海温也可能有重要作用(Trenberth等1998)[47]。

近来的研究发现，北大西洋海气相互作用存在至少两种不同的模态：(1)在年际尺度上，SST距平与表层洋流局地相关性较强；(2)在年代际尺度上，SST距平表现出一种动力性的、海盆宽尺度的特征，预示

着大尺度海洋环流的变化。周天军等(2000)[48, 49]利用海气耦合模式的模拟研究表明,北大西洋 SST 的变化,是受大气和海洋过程双重影响的结果,NAO 强度与 SST 的距平相关,自北而南呈现出"－＋－"的三核结构,该特征在观测资料中得到证实。而北大西洋热盐环流强度指数与 SST 的距平相关,则呈现出东、西反对称的偶极子结构。

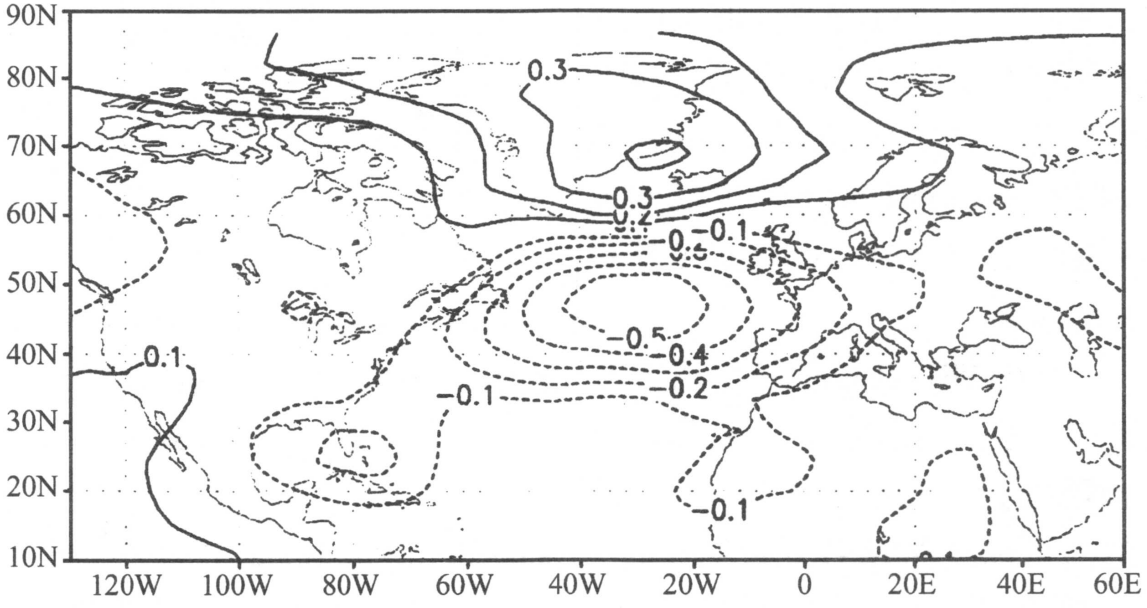


图 15.7　海气耦合模式模拟的北大西洋热盐环流强度指数与 SLP 的相关分布(周天军等 2000)[48]

因此,关于热盐环流与 NAO 及气候变化的联系,已引起高度重视。Osborn 等(1999)[39]分析了 HadCM2 耦合模式控制积分结果,模式中的热盐环流也显示有年代际及世纪尺度的变化,如模式中 2680 年气候热盐环流差异明显,之前与之后各取 150 年平均,强度由 20.7Sv 增加到 22.3Sv,增强了 8%。伴随这种强烈变化,拉布拉多海地区的对流更活跃,而 Dickson(1996)等曾指出 NAO 强时异常的北风会使拉布拉多海的对流加强,同时格陵兰海的深对流减弱,拉布拉多海和格陵兰海对流变化的这种反位相关系,被人形象地称之为"海洋 NAO"[50]。Timmermann 等(1998)[51]的模拟研究也提出了一种热盐环流年代际变率的一种机制,如果热盐环流强,向北热量输送加强,北大西洋 SST 为正距平,大气的响应结果使 NAO 加强,纽芬兰海和格陵兰海出现异常的淡水通量和 Ekman 输送,盐度下降,对流减弱,结果热盐环流减弱,向北的热量输送随之减弱,北大西洋 SST 出现负距平,这有利于海洋中对流的发

生,其结果是再一次使 THC 加强。这样一个循环过程具有年代际时间尺度。周天军等(2000)[48]利用海气耦合模式发现,模式中北大西洋热盐环流存在着周期为 22 年左右的年代际振荡;北大西洋涛动指数与北大西洋热盐环流下沉支的强度变化,呈现出显著的负相关。Gray(1997)[52]也强调了热盐环流与 NAO 及其它气候要素的联系。

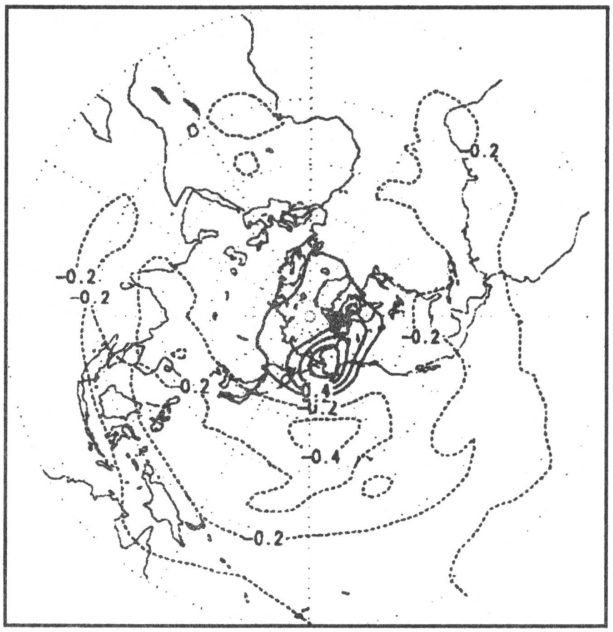


图 15.8 模拟的 NPO(Shneider 和 Kinter III, 1994)[54]

Lau(1981)在模拟结果的 EOF 分析和逐点相关分析中,虽然没有详细讨论 NPO,但在其文中给出的图中,可以发现 NPO 是很明显的。Hameed 和 Pittalwala(1991)[53]用 OSU - CGCM 积分 23 年,结果显示夏威夷地区(26 ~ 38°N,175 ~ 165°W)与阿留申地区(58 ~ 66°N,165 ~ 150°W)冬季 SLP 相关为 - 0.72,超过 99.9% 信度水平,春、夏和秋季相关也分别有 - 0.63, - 0.36 和 - 0.55,除夏季信度为 90%外,春季和秋季也超过 99%,说明 NPO 稳定性很高。COLA - CGCM 的 500 年模拟结果也很好地展示 NPO 的特征(Shneider 和 Kinter III, 1994)[54],图 15.8是模式 51 到 200 年年平均 SLP 的逐点相关系数,计算的中心点位于(65°N,160°W),数字经过滤波处理。

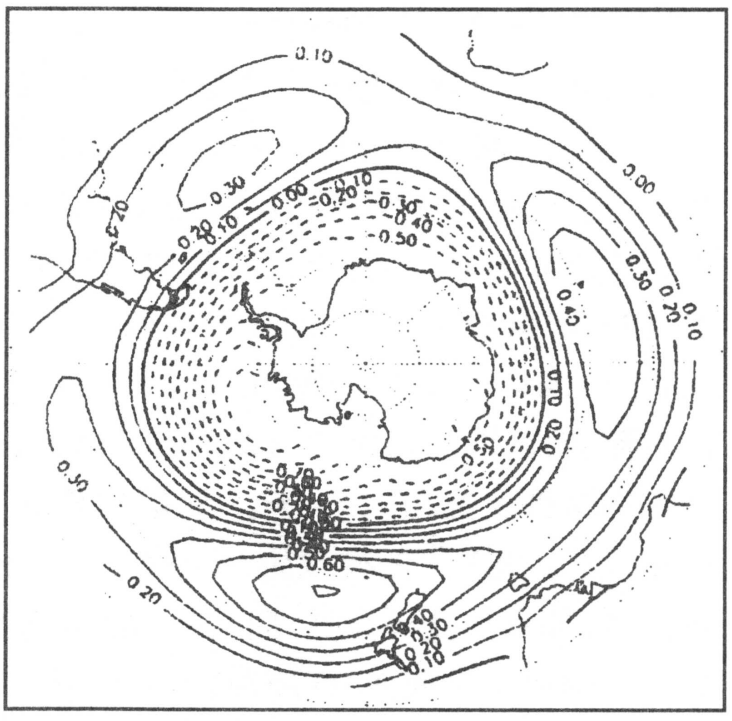


图 15.9 模拟的南极涛动(Connolley, 1997)[55]

Shneider 和 Kinter III(1994)[54]成功地模拟出了南极涛动。用耦合模式 51 年到 200 年年平均 SLP 计算逐点相关，中心点取南极大陆上一点(80°S,60°E)，发现正负和高低的分布非常有规律，纬向性很突出，0 值线大体沿 50°S 分布。Connolley(1997)[55]的模拟结果进行了 EOF 分析，发现第一模态也是南极涛动。见图 15.9。其他研究有类似的结论(Fyfe,1999)[56]。不过目前对南极涛动及北太平洋涛动变率的模拟研究还很少。

§15.4　东亚大气环流

西伯利亚高压是冬季控制亚洲大陆近地面大气环流及气候要素的最重要环流系统，其强弱及位置变化对东亚地区及中国冬季气温、气流等的变化有非常重要的影响，因此受到高度的重视。西伯利亚高压的强度变化，在不同的阶段表现出明显的趋势。从 1880 年到 1900 年左右，是增强的过程，从 1900 年左右到 1920 年左右逐渐减弱，此后到 1960 年代后期又逐渐增强，从 1960 年代后期一直到 1990 年代又呈强烈减弱趋势。朱乾根等(1997)[57]曾指出西伯利亚高压具有阶段性。对西伯利亚高压强度指数进行功率谱分析，发现达 95% 信度水平的显著准周期主要是 40 年和 2.4 年左右的周期。早期的一些分析也曾指出，西伯利亚高压 1 月的多年变化除准两年周期的振荡外，在年代际尺度上，也是以 35 ~ 40 年左右的周期最为显著。从图 15.10 中可以发现西伯利亚高压强度年代际变化最突出的特征是从 1950 年代中期开始到 1970 年代 20 多年的持续强的时期，从 1980 年代开始则是非常弱的时期。从整个序列来看，1960 年代是最近 100 多年中最强的 10 年，而 1980 年代中期到 1990 年代中期则是最近 100 多年来西伯利亚高压最弱的一段时期。1980 年代与 1960 年代相比，几乎整个亚洲大陆海平面气压都显著下降了，下降超过 3hPa 的区域主要位于亚洲大陆的腹地。下降最突出的中心在 90° ~ 110°E,30° ~ 50°N 地区。反映出 1980 年代不仅整个高压强度明显减弱，高压中心的南侧气压的下降更为突出(龚道溢和王绍武 1999)[58]。

施能等(1996)[59]发现近百年来东亚季风有明显加强，在 1910 年

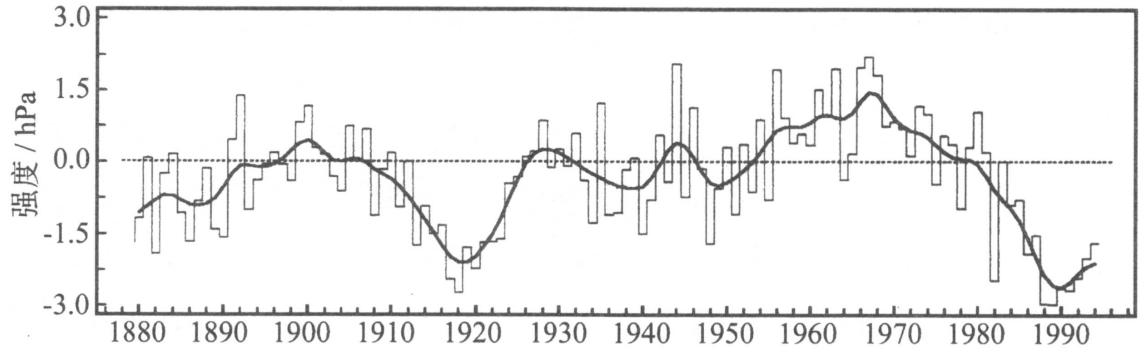


图 15.10 冬季西伯利亚高压强度距平(龚道溢和王绍武,1999)[58]

代的加强与北半球地面气温的升温同步。徐建军等(1996)[60]利用奇异谱分析发现,东亚冬季风和夏季风都有准 2 年,3 ~ 6 年及 16 ~ 18 年的振荡,在 20 世纪初 QBO 的振幅有一个明显的减弱趋势,而从 1920 年代以后的振幅比较稳定。年代尺度振荡的振幅在 1920 年代中期以前较强,从 1930 年代以后振幅则明显减小。更长的年代际尺度上,夏季风的活动有阶段性,1910 年以前相对较弱,从 1910 年到 1940 年代是 20 世纪夏季风最活跃的时期。华北降水是反应夏季风变化的一个敏感要素。根据近 40 年海平面气压计算的夏季风指数(10° ~ 50°N 上 160°E 与 110°E 间的气压差),夏季风有减弱的趋势。特别 20 世纪 80 年代明显减弱,这也是华北比较干旱的一段时期。1950 年代前半,1960 年代前半及 1970 年代前半夏季风较强,华北降水也较多。

§15.5 大气遥相关

Wallace 和 Gutzler(1981)[61]利用北半球冬季 500hPa 高度计算逐点相关,发现了 5 种遥相关型,即东大西洋型(EA),西大西洋型(WA),西太平洋型(WP),太平洋 - 北美型(PNA)和欧亚型(EU)。除这些遥相关型外,每月的美国气候预测中心(CPC)"气候诊断公报"上还公布其它几种区域尺度的大气遥相关指数序列。但这些指数都只从 1950 年代开始。最近 Luterbacher(1999)[17]发表了利用代用资料重建的 EU 长序列。见图 15.11。

对流层高空的遥相关与地面大气涛动有一定的联系。除欧亚型(EU)外,另外 4 个遥相关型的位置都分别大致与 NAO 和 NPO 有关联,

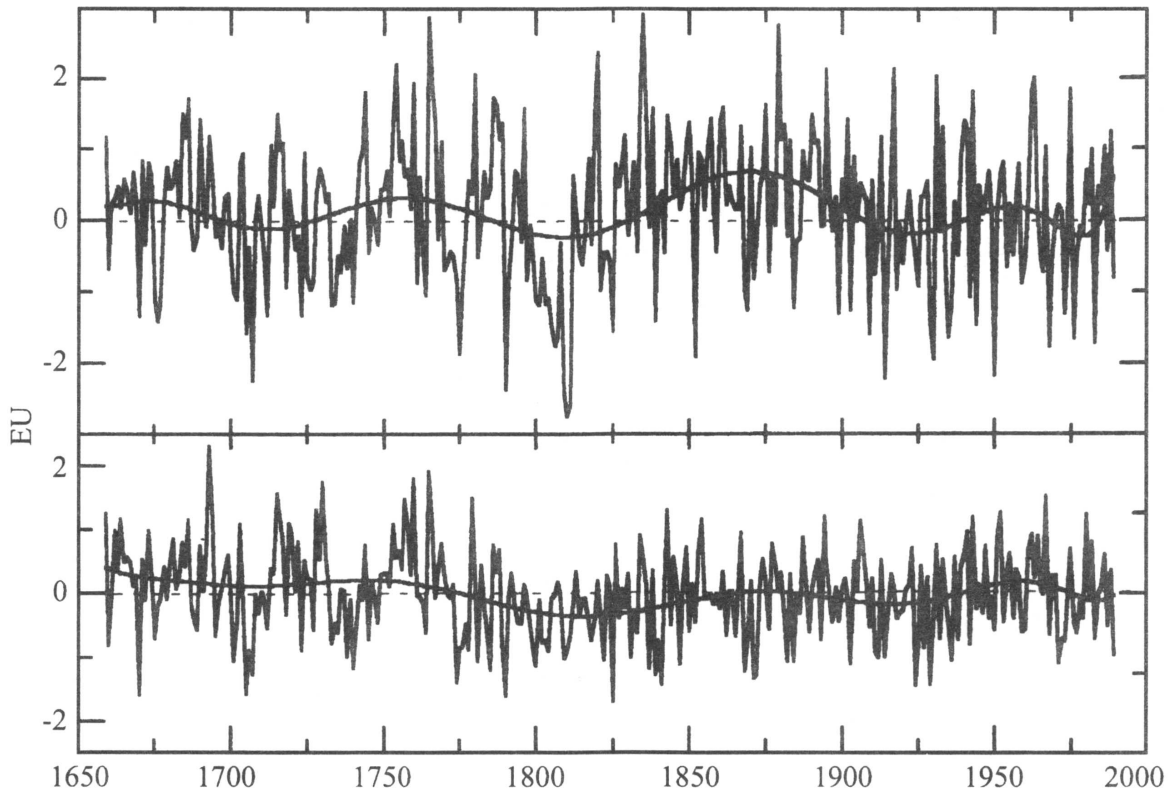


图 15.11　EU 序列(冬季,上下分别为不同方案重建结果)
(引自 Luterbacher,1999)[17]

冬季 NAO 与 WA 相关达到了 -0.60,NPO 与 PNA 和 WP 的相关分别达 0.67 和 -0.60,这反映出 NAO 和 NPO 与其上空的大气遥相关有密切联系。AO 与南半球 500hPa 高度场的相关也显示出 AO 的结构在高空同样存在,这可能与大气的正压性有关。EU 没有与之对应的遥相关型,SO 在低纬度高空也没有。另外,PNA 与 WP 不仅与 NPO 关系密切,它们与 SO 的相关同样也很显著,SO 与二者的相关系数分别为 -0.49 和 0.49,而且南半球高空对 SO 的响应同样存在类似 PNA 的结构(Karoly 1989)[62],不管是冬季还是夏季,这种关系都存在。另外一方面,大气涛动与与之对应遥相关的关系随季节有很大差别,有些遥相关在夏季非常弱,或者不存在,而近地面的大气涛动并没有产生相应同等程度的变化。因此,大气涛动虽然与高空遥相关有密切联系,二者还是有很大差别的。前者受近地面诸多因素的影响,更多地反应了下垫面的热力状况,而高空遥相关则更多地体现了自由大气的动力特征。

参 考 文 献

[1]　龚道溢、王绍武,南极涛动,科学通报,**43**(3),296 ~ 301,1998。

[2] Rogers J C., The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, **112**:1999 – 2015,1984.

[3] Moses T., Kiladis G. N.,Diaz H. F., Barry R. G., Characteristic and frequency of reversals in mean sea level pressure in the north Atlantic sector and their relationship to long – term temperature trends, *J. Climatol.*, **7**:13 – 30,1987.

[4] Hurrell J W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**:676 – 679,1995.

[5] Jones P D, Jonsson T, Wheeler D., Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, Int., *J. Climatol.*, **17**:1433 – 1450,1997.

[6] Barnston A G, Livezey R E., Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns, *Mon. Wea. Rev.*, **105**: 1083 – 1126,1987.

[7] van Loon H., Rogers J C., The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, Part I:General discription, *Mon. Wea. Rev.*, **106**: 296 – 310,1978.

[8] Cullen H, deMenocal P., North Atlantic influence on Middle Eastern climate and water supply: an analysis using a SST – based NAO index, Climatic Change, in press,2000.

[9] Barnston AG,He Y., Impacts of NAO on US and Canadian surface climate, implications for seasonal prediction, Proceedings of the 21st Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Alabama, USA, 34 – 37, 1996.

[10] 龚道溢、王绍武,北大西洋涛动(NAO)指数的比较及其年代际变率,大气科学,**24**(2),187 ~ 192,2000。

[11] Trenberth K. E., Hurrell J. W., Decadal atmosphere – ocean variations in the Pacific, *Clima. Dynamics*, **9**:303 – 319,1994.

[12] Hameed S. W., Shi W., Boyle J., Santer B. Investigation of the centers of actions in the north Atlantic and north Pacific in the ECHAM AMIP simulation. In Proceedings of the International AMIP Scientific Conference, Eds by W L Gates, California, USA, 221 – 226,1995.

[13] Thompson D. W. J., Wallace J. M., The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Res. Lett.*, **25**, 1297 – 1300,1998.

[14] Wallace J. M., North Atlantic Oscillation/Annular Mode: two paradigms – one phenomenon, *Quart. J Royal Met. Soc*, **126**(564):791 – 805, 2000.

[15] Hurrell J. W., van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, **36**:301 – 326,1997.

[16] Cook E. R.,D'Arrigo R. D.,Briffa K. R., The North Atlantic Oscillation and

its expression in circum – Atlantic tree – ring chronologies from North America and Europe, *The Holocene*, **8**(1):9 – 17,1998.

[17] Luterbacher J., Schmutz C., Gyalistras, Xoplaki E., Wanner H., Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophy. Res. Lett.*, **26**: 2745 – 2748,1999.

[18] Barlow L.K., White J.W.C., Barry R.G., Rogers J.C., Grootes P.M., The North Atlantic Oscillation signature in Deuterium and Deuterium excess signals in the Greenland Ice Sheet Project – 2 Ice Core, 1840 – 1970, *Geophy. Res. Letters*, **20**(24): 2901 – 2904,1993.

[19] Appenzeller C., Stocker T.F., Anklin M., North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice core, *Science*, **282**:446 – 449,1998.

[20] Barlow,L.K., Rogers J.C., Serreze,M.C. and Barry,R.G., Aspects of climate variability in the North Atlantic sector: Discussion and relation to the Greenland Ice Sheet Project 2 high – resolution isotopic signal, *J. Geophy. Res. – Oceans*, **102**(c12): 6333 – 26344,1997.

[21] White,J.W.C., Barlow L.K., Fisher,D., Grootes,P., Jouzel,J., Johnsen,S. J., Stuiver,M., Clausen,H., The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations, *J. Geophy. Res. – Oceans*, **102**(C12):26425 – 26439,1997.

[22] Schmutz C., Luterbacher J., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *Geophy. Res. Lett.*, **27**(8):1135 – 1138,2000.

[23] Cullen H., D'Arrigo R., Cook E., Mann M. E., Multiproxy reconstructions of the Norther Atlantic Oscillation, Paleoceanography, in press,2000.

[24] Stockton C.W., Glueck M.F., Long-term variability of the North Atlantic Oscillation (NAO), in Preprint of the Am. Met. Soc. 10th Symposium on Global Change Studies, 10 – 15 Jan Dallas, Texas, 290 ~ 293,1999.

[25] Schlesinger M., Ramankutty N., An oscillation in the global climate system of period 65 – 70 years, *Nature*, **367**:723 – 726,1994.

[26] Mann M., Park J., Bradley R., Global interdecadal and century – scale oscillations during the past five centuries, *Nature*, **378**:266 – 270,1995.

[27] Trenberth K. E., Hoar T. J., The 1990 – 1995 El Nino – Southern Oscillation event: Longest on record, *Geophysic Res. Lett.* **23**:57 – 60,1995.

[28] 王绍武、石伟,两类 ENSO 及其对中国夏季降水的不同影响,国家海洋局科学技术司编,海洋对气候变化调节与控制作用学术研讨会论文集,海洋出版社,76 ~ 87,1992。

[29] Kiladis G. N., van Loon H., The Southern Oscillation Part VII: Meteorologicall anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **116**:120 – 136,1988.

[30] 王绍武、龚道溢,近百年来的 ENSO 事件及其强度,气象, **25**(1),9 ~ 14,1999。

[31] Kaplan A. et al., Reduced space optimal analysis for historical datasets:136 years of Atlantic sea surface temperatures, *J G R.*, **102**(C13):27835 – 27860,1997.

[32] Cane M. A. et al., Twentieth – century sea surface temperature trends, *Science*, **275**:957 – 960,1997.

[33] Angell J. K., Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific, *Mon Wea Rev*, **109**(2): 230 – 241,1981.

[34] Allan R. J., et al., A further extension of the Tahiti – Darwin SOI, early ENSO events and Darwin pressure, *J Climate*, **4**(4):743 – 749, 1991.

[35] 石伟、王绍武,1857 ~ 1987 年南方涛动指数,气象, **15**(5),29 ~ 33,1989。

[36] Stahle Q. W., D'Arrigo R. D., Krusic P. J. et al., Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **79** (10):2137 – 2152,1998.

[37] Mann M. E., Bradley R. S., Hughes M. K., Long-term variability in the El Nino/Southern Oscillation and associated teleconnections. 1999, ftp://eclogite.geo.umass.edu/pub/mann.

[38] 龚道溢、王绍武,南半球中高纬大气环流年代际变率的研究,气象学报,**58** (3),297 ~ 308,2000。

[39] Osborn T. J., Briffa K. R., Tett S. F. B., Jones P. D., Trigo R. M., Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, *Climate Dynamics*, **15**:685 – 702,1999.

[40] Pittalwala I. I., Hameed S., Simulation of the North Atlantic Oscillation in a general circulation model, *Geophy. Res. Lett.*, **18**:841 – 844,1991.

[41] Stephenson D. B., Pavan V., Bojariu R., Is the Atlantic Oscillation a random walk? Int, *J. Climatolo.*, **20**(1):1 – 18,2000.

[42] Wunsch C., The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillation, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **80**:257 – 270,1999.

[43] Rodwell M. J., Rowell D. P., Folland C. K., Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, **398**:320 – 323,1999.

[44] Watanabe M., Nitta T., Decadal change in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the northern hemisphere winter, *J. Climate*, **12**:494 – 510,1999.

[45] Delworth T. L., Manabe S., Stouffer R. J., Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean – atmosphere model, *J. Climate*, 61993 – 2011,1993.

[46] Goodman J., Marshall J., A model of decadal middle – latitude atmosphere – ocean coupled modes, *J. Climate*, **12**:621 – 641,1999.

[47] Trenberth K.E., Branstator, Karoly D., Kumar A., Lau N – C, Ropelewski, Progress

during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *J. Geophy. Res.*, **103**:14291 – 14324,1998.

[48] 周天军、张学洪、王绍武,大洋热盐环流与气候变率的关系,科学通报,**45**(4),421 ~ 425,2000。

[49] Zhou T. J.,Zhang X. H.,Yu R. C. et al., The North Atlantic Oscillation Simulated by Version 2 and 4 of IAP/LASG GOALS Model, *Adv. Atmos. Sci.*, **17**(4),in press,2000.

[50] Dickson R.,Lazier J., Meincke J., Rhines P., Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, Decadal Climate Variability-Dynamics and Predictability, Anderson D T and Willebrand J Edited, NATO ASI Series, **144**, 211 – 261, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996.

[51] Timmermann A., Latif M., Voss R., Grotzner, Northern hemisphere interdecadal variability: a coupled air – sea mode, *J. Climate*, **11**:1906 – 1931,1998.

[52] Gray W. M., Hypothesis on the cause of global multidecadal climate change. In Proceedings of the 22nd Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. US Department of Commerce, Oct.6 – 10, Berkeley, California,1997.

[53] Hameed S., Pittalwala I., The North Pacific Oscillation: observations compared with simulations in a general circulation model, *Cli. Dyn.*, **6**:113 – 122,1991.

[54] Shneider E. K., Kinter III J. L., An examination of internally generally generated variability in long climate simulations. *Climate Dynamics*, **10**:181 – 204,1994.

[55] Connolley W. M., Variability in annual mean circulation in southern high latitudes. *Clima. Dyn.*,**13**:745 – 756,1997.

[56] Fyfe J. C., Boer G. J., Flato G. M., The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophysical Res. Lett.*, **26**:1601 – 1604, 1999.

[57] 朱乾根、施能、吴朝晖等, 近百年北半球冬季大气活动中心的长期变化及其与中国气候变化的关系,气象学报,**55**: 750 ~ 758,1997。

[58] 龚道溢、王绍武,西伯利亚高压的长期变化及全球变暖可能影响的研究,地理学报,**54**(2):125 ~ 133,1999。

[59] 施能、鲁建军、朱乾根,东亚冬、夏季风强度指数及其气候变化,南京气象学院学报,**19**(2):168 ~ 177,1996。

[60] 徐建军、朱乾根、施能,近百年东亚季风长期变化中主周期振荡的奇异谱分析,气象学报,**55**(5):620 ~ 627,1997。

[61] Wallace J. M., Gutzler D. S., Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**:784 – 812,1981.

[62] Karoly D. J., Southern hemispheric circulation features associated with El Nino – Southern Oscillation events, *J. Climate*, **2**:1239 – 1252,1989.

第十六章 年代际气候变率

年代际气候变率(inter-decadal climate variability)是20世纪90年代初期才提出来的一个问题,1995年建立了CLIVAR计划,10年到100年尺度气候变率成为一个子计划[1],在不到10年的时间内,它已经发展成为20世纪末气候学研究的一个新热点。

为什么人们对这个问题产生了这样广泛的兴趣呢?首先,1985~1994年TOGA10年取得了巨大成绩,对年际气候变率的中心问题ENSO有了比较深入的了解,无论预测模式还是理论探讨,都有了一定程度的突破。但是,也发现ENSO的频率有年代际变率,20世纪20年代到40年代El Nino频率较低,1920年之前及1950之后,El Nino频率都要高得多[2]。另外,80年代到90年代只发生了2次La Nina事件。但19世纪70年代到80年代共发生7次La Nina事件,因此,从认识年际变率的长期变化来看,研究年代际变率也是十分必要的。其次,在研究人类活动对气候的影响这个20世纪70年代及80年代的热门问题时,人们也发现,只考虑人类活动的影响,无法解释许多气候变化的重要事实。例如,第2次世界大战之后,各国工业迅速发展,能源消耗以指数形式增加,但是在北半球环大西洋及欧亚大陆,气温却从50年代开始下降,并一直持续到70年代中期,显然,这是与温室效应加剧的理论预测背道而驰的。温室气体增加为什么气温反而下降呢?看来也是年代际气候变率的影响。所以,为了检验人类活动的影响,也需要研究年代际气候变率及其形成原因与机理。第三,年代际变率问题的提出有重要理论意义。一方面提出热盐环流在年代际气候变率的形成中有重要作用,另一方面也激起了关于自然气候变率形成机制的探讨。

年代际有人也称10年间气候变率,究竟指多长的时间尺度,还没有统一的规定。从各种研究结果来看,至少可以分为2种时间尺度:15~35年,50~70年。此外,也有人把10年尺度的气候变率如8~13年的变率称为年代际气候变率(decadal climate variability)。另外,时间长度更长,例如70~80年的气候变率,也可以称为百年气候变率(century-scale cli-

mate variability)[3]。年代际气候变率可能主要是自然气候变率,即气候系统的振荡。当然,现在还不能排除外强迫的作用,如太阳活动、火山活动也有年代际变化。例如,太阳活动有 22 ~ 23 年周期,火山活动有 70 年周期。这是一个未能解决的问题。

美国国家研究理事会(National Research Council 即 NRC)组织编写的标题为《十年到百年时间尺度自然气候变率》(Natural Climate Variability on Decade to Century Time Scales)一书,这本书比较全面地总结了 90 年代前期在这方面的研究[4],主要有以下四点结论:

①50 ~ 100 年的观测资料虽不够长,但是却明确地说明气候是不稳定的。气候的自然变率包括周期性变化、突变、渐变以及变率的改变。各种代用气候资料证实,绝不只是本世纪有这些变率。因此,需要对过去几千年的气候作详细的研究;

②目前还不能确定为什么产生这些变率,必须用模式检验我们的假设,增加对气候系统的了解。大气、海洋、以及耦合模式正帮助我们了解自然气候变率形成的原因。例如海洋模式已经发现深水洋流有十年到百年尺度的变化。有的模式表明热盐环流也有振荡,这些均可能对气候产生重大影响;

③研究表明,需要长期的连续的高质量气候序列,这对气候模拟与预测均很重要。观测资料可用来检验模式,模式亦可有助于观测、监测及资料处理;

④为了扩展对气候自然变率时空特征的了解,需要代用资料、历史资料、观测资料结合。对于这种时间尺度,这一点特别重要。

同时这本书提出了三个最终目标:

①确定自然气候变率的特征;

②预测十年到百年尺度气候变化;

③判断人类活动对气候的影响,这大约也可以认为是当前这项研究的最终目标。

§16.1　全球气温的年代际变率

全球气候变暖是当前气候学研究中占第一位的问题。有资料显示

1998年全球平均气温对1961～1990年平均的距平为0.57℃，成为近百年来最暖的一年，比过去最暖的1997年又高了0.14℃①。中国气温距平达到1.38℃，至少是1880年以来最暖的一年。可以说气候变暖的势头愈来愈猛，这也就是人们为什么对这个问题异常关心的原因。但研究中发现，全球平均气温距平在1910年前后达到最低(－0.5℃)，以后逐渐上升，1944年上升到0.21℃，40年代初到70年代中气温下降趋势明显，而这段时期正好是第二次世界大战后的恢复及发展时期，大气中的CO_2浓度从1943年的308×10^{-6}增加到1975年的331×10^{-6}，增加了23×10^{-6}[5]。因此，这段时期的气温变化与温室气体的增加是矛盾的。Ghil及Vautard (1991)[6]、Elsner与Tsonis (1991)[7]、Allen等(1992)[8]的研究都发现了温度变化20年左右的周期，这是气候趋势之外最显著的年代际气候变率。对于这一周期而言，如果峰值与谷值差0.2℃，则平均可以达到0.02℃/年的变率。近百年来的变暖趋势约为0.5℃/100年或0.005℃/年，约比20年振荡小一个数量级。因此研究年代际变率对确认及预测气候变暖趋势有重要意义。不过Ghil与Vantard亦曾指出1910年之前及1940年之后20年周期较明显，在此之间气温上升趋势占优势，但1980年之后气温持续上升，20年周期就不甚显著了。

Schlesingcr及Ramankutty (1994)[9]用一个简化气候/海洋模式模拟出人类活动造成的气温变化，然后从1858～1992年的IPCC全球气温平均序列中减去这一变化，得到一个去掉人类活动影响的无趋势气温序列。对这个序列的分析表明，这一结果相当好地反映了气温的变化，特别是40年代初到70年代中的气温下降，这一部分气温变化的周期长度约为65年。不过目前序列长度仅为两个周期左右，所以很难认为这个周期长度是足够精确的。但这至少给人一个数量级的概念，一旦有了新的资料或者利用代用资料把序列向前延伸，则可以进一步证实或修正对65～70年周期的结论。

为了进一步了解65～70年周期是否是全球性的或者有什么地区特征，把全球分为11个区，每个区也去掉该区的人类活动影响所造成的气温变化趋势，结果发现有3个区与全球平均气温的变化趋势最一

① 龚道溢，个人通讯

致，即 1 区北大西洋、2 区北美及 3 区欧亚大陆，此外 4 区非洲也有一定的一致，这就是说 65 ~ 70 年的周期主要出现于大西洋及其邻近地区。中国东部也有 65 ~ 70 年周期，这与我国学者的研究结果是一致的[10]。Schlesinger 及 Ramanknttty 指出形成这种周期的三种可能性：

①随机强迫，如 Hasselmann 的大气白噪声强迫海洋产生红噪声响应；

②外部振荡强迫，如太阳常数变化；

③海气系统内部振荡。如果是第 1 类振荡，则应该在海洋上占优势。

如果是第 2 类，则应该是全球性的。但是从分区研究来看至多在 1 ~ 4 区 65 ~ 70 年周期较为明显，其它 7 个区没有这种振荡。因此，这两位作者认为可能是第 3 类振荡，即海气相互作用而产生的振荡。

§16.2　大西洋地区气候年代际变率

北大西洋涛动是指亚速尔高压与冰岛低压之间的翘翘板式的气压变化。图 16.1 为里斯本 - 冰岛气压差(a)，亚速尔 - 冰岛气压差(b)及根据树木年轮重建的 NAO 指数(c)[11]。图中 a 的虚线及 c 中的粗线为低频变化。显然可以看出，NAO 的变化有高频变化(年际变率)也有低频变化(年代际变率)。高频变化集中在两个频率带、准两年及 6 ~ 8 年。低频变化的时间尺度在几十年之间。1900 年之前为弱涛动，1900 ~ 1930 年为强涛动，1930 ~ 1970 年涛动减弱。60 年代达到近一个多世纪以来的最低值。但是从 70 年代到 90 年代，NAO 指数持续上升，成为历史上 NAO 最强时期。

根据树木年轮重建 NAO 序列有一定的难度，因为，NAO 在冬季最强，与气温及降水量的关系也较密切。但是，树木年轮更大程度上是反映的生长季的气温、降水量变化。Cook 等(1998)根据环大西洋 10 个序列所重建的 NAO 序列，还是抓住了变化的主要特征。比较图 16.1(c)与图 16.1(a)就可以证明这一点。近来，有的作者用摩洛哥阿特拉斯山雪松，重建了近千年 NAO 序列。因为，雪松的生长与降水有密切关系，而当地的降水可以很好地反映 NAO 的强度。此外，格陵兰冰芯 $\delta^{18}O$，西大西洋大陆架牡蛎的 $\delta^{18}O$ 均可提供温度信息，亦可用来重建历史 NAO 序列。根据这些序列，可以进一步研究 NAO 的年代际变率。

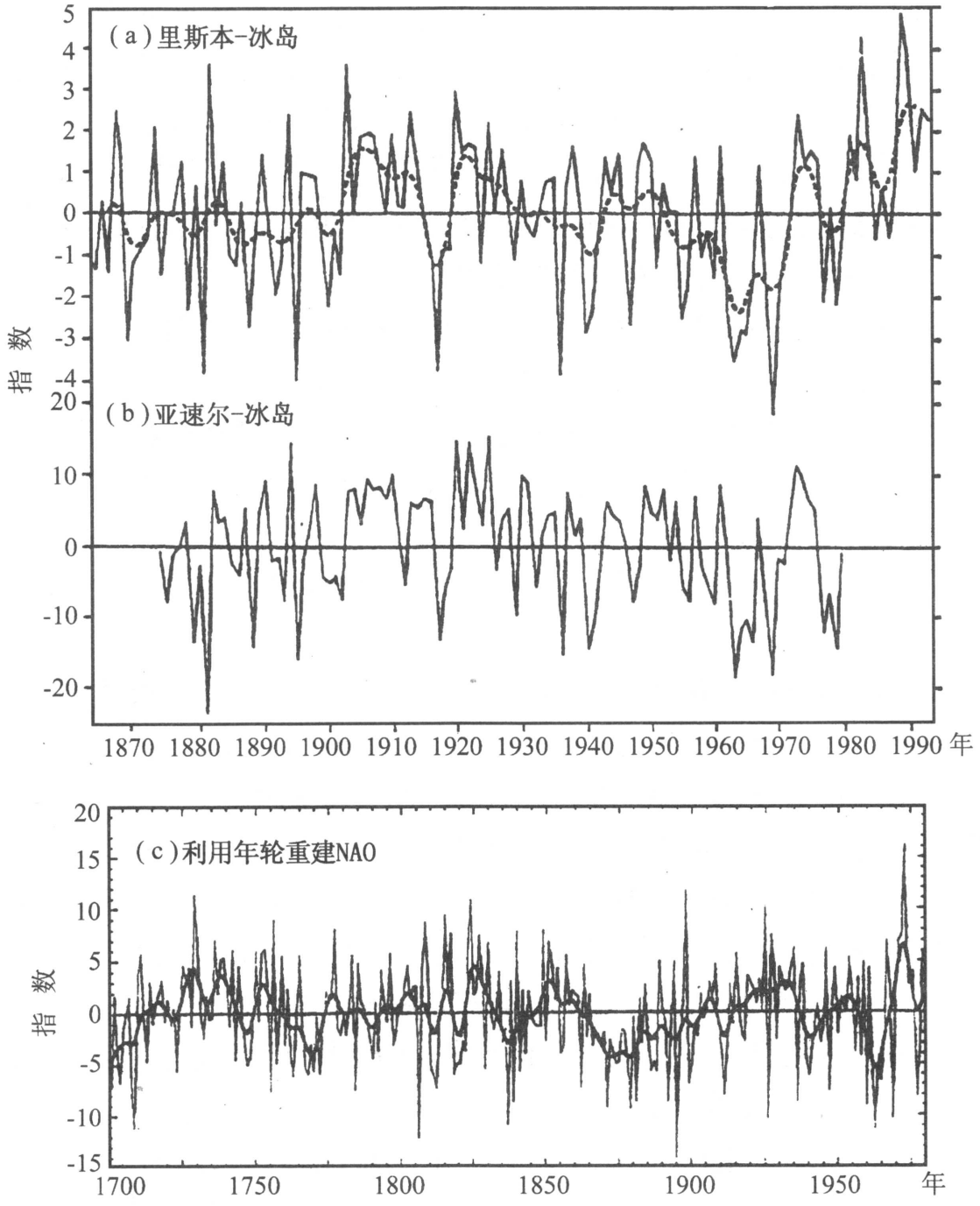


图 16.1 NAO 序列(CLIVAR,1995)

NAO 的年代际变化与全球气温变暖有密切关系,这是研究 NAO 长期变化时,最值得注意的问题。Hurrell(1996)[12],分析了 1935 ~ 1995 年 NAO 变化与北半球气温变化的关系,发现 NAO 与 SO 合计能解释气温变化的 50%方差,其中 NAO 占 34%,SO 占 16%,这就是说有大约 1/3 的气温变化与 NAO 的变化是同步的。当然,这种比较还很难直接说明是 NAO 引起了气温变化,还是气温变化引起了 NAO 变化。

但是从气候变暖的地理分布来看，近来的变暖在欧亚大陆及北美大陆最为明显，而这种分布与 NAO 同地面温度的相关分布十分一致。这表明，NAO 的增强可能是变暖的直接机制，也就是说，至少有相当一部分变暖是通过 NAO 增强实现的。虽然，这里还不可能对变暖是人类活动影响或自然变率，或者两者兼有作出判断。

近来 Thompson and Wallace(1999)[13]指出与强北大西洋涛动对应北半球对流层中高纬度(50° ~ 70°N)西风增强，而副热带(20° ~ 40°N)西风减弱，甚至于南半球也有类似的现象。这表明 NAO 不仅是地面大气环流的一个主要模态，在对流层中也是一个主要模态。两个半球的类似，更说明这是大气环流的基本模态。实际上 90 年代中期以来已经有几位作者注意到平流层的气旋涡旋与北大西洋对流层环流的变化有一致性。涛动强时，极涡也强，反之亦然。有人根据这个结论进一步推论，认为近来 NAO 的增强可能与火山爆发，或温室效应造成的平流层降温有关，但尚有待于进一步证实。

后来 Latif 等[14]成功地用海气耦合模式模拟出 NAO 的年代际气候变率。他们先对模拟的结果作 5 年低通滤波，滤去高频的年际变率，再对北大西洋 SST 及 500hPa 场作 EOF 分析，根据前 5 个 EOF 作典型相关分析(CCA)(见图 16.2)，得到的第 1 典型相关在 500hPa 场为明显的 NAO 特征，即北大西洋 30° ~ 40°N 为正区，50° ~ 70°N 为负区。而与之对应的 SST 场，表现为东负西正，但在 50°N 负区一直扩展到纽芬兰，正中心则集中在大洋西部 30° ~ 40°N，40° ~ 60°W 地区。这两个场的典型相关系数达到 0.9，其时间系数表现出明显的 17 年周期。Deser 与 Blackmon[15]对 20 世纪以来北大西洋冬季气温作了 EOF 分析，第 1 分量占总方差 21%，其空间分布特征与上面谈到的模拟的 SST 变化非常相似。只不过谱分析得到的主要周期为 12 年，比模拟的周期长度要短，趋向于年代变率而不是年代际变率。有人认为北大西洋气候变率的周期性短于北太平洋是由于北大西洋空间尺度比北太平洋小的缘故。但是，这种观点尚未得到进一步证实。

许多研究表明海气相互作用是形成年代际变率的可能机制，但是究竟海洋与大气又是如何相互作用的，这取决于大气与海洋的性质。一般认为大气的记忆力不超过 1 个月，而海洋的持续性在半年以上，个

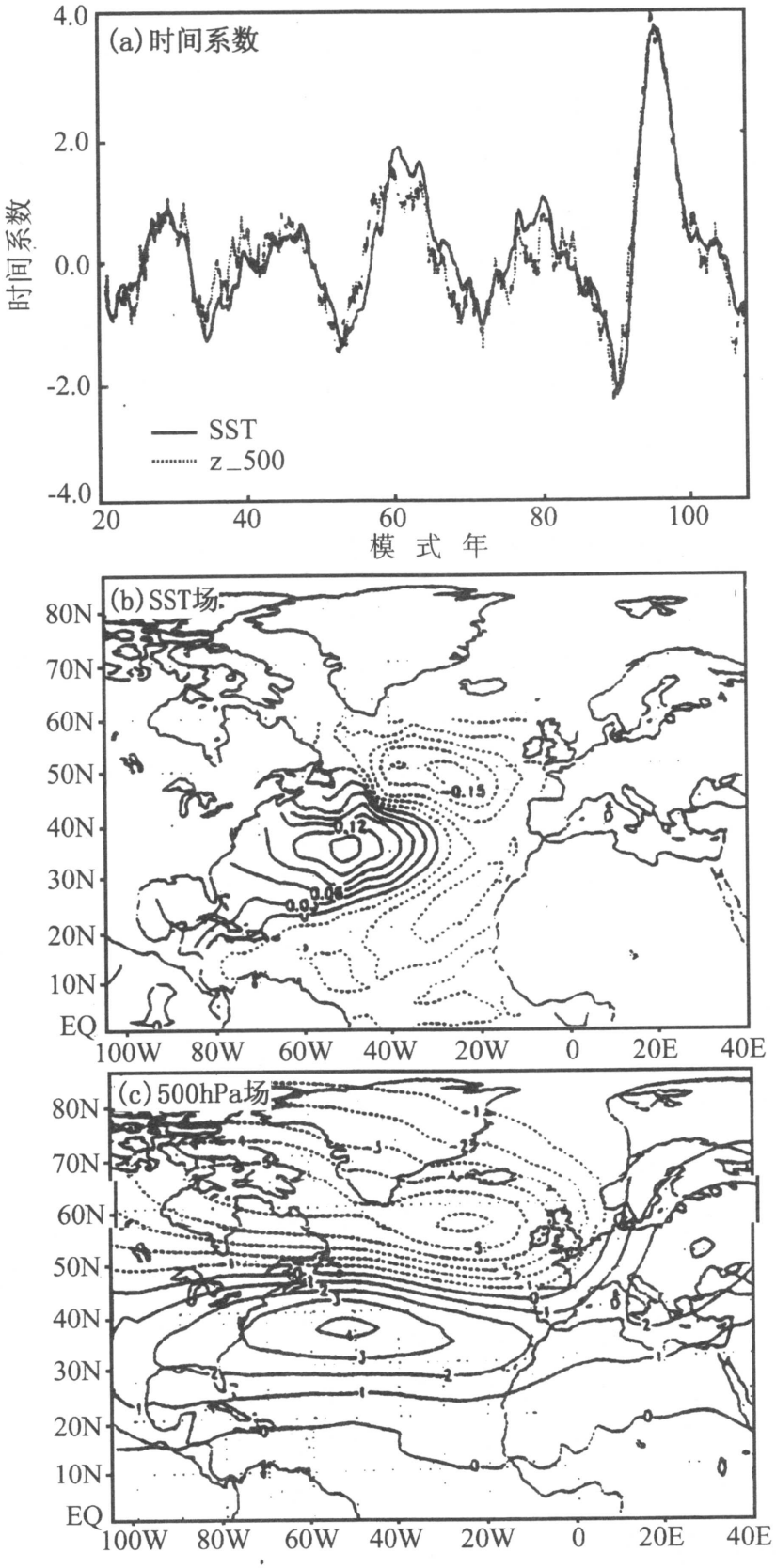


图 16.2 北大西洋 SST 与 500hPa 高度场的典型相关(Latif et al.,1996)

别地区个别时期海温异常能持续 1～2 年。大气的变化以天气尺度为主,所以经常称为快变。海洋变化则称为慢变。Lorenz 首先提出大气的快变可能影响海洋的慢变,这就是 Lorenz 机制。后来 Hasselmann 提出,海洋的慢变可以受大气的快变影响,但是,这个慢变又反过来影响大气的快变,形成正反馈,使过程加强。这就是 Hasselman 机制。目前,大多数人都同意 NAO 的十几年振荡就是 Hasselman 机制在起作用。当然,这也不排除,气候系统的各个成员也会发生慢变,从而造成气候年代际变率,热盐环流(THC)变化就是一个例子,THC 的问题其它章节会详细描述。利用耦合模式模拟出年代际变率这个事实表明,大气与海洋所构成的气候系统可以自身产生年代际变率。如果 THC 有年代际变率,人们自然希望知道,THC 的年代际对气候的年代际变率有什么影响。

Gray (1997)[16]在这方面作了开创性的工作。他指出从 60 年代末到 70 年代初全球气候有如下 6 个特征:

①南半球海温高、北半球海温相对较低;

②大西洋及北太平洋中纬度西风增强;

③强 El Nino 频率增加;

④非洲的萨赫勒干旱;

⑤大西洋强飓风减少;

⑥全球温度上升。

他认为这可能说明 THC 较弱。然后,他进一步把近百年划分为 4 个阶段;2 个阶段 THC 强,2 个阶段 THC 弱。表 16.1 给出根据不同气候要素变化,对 THC 强度变化阶段性的估计。

表 16.1　北大西洋热盐环流(THC)与气候要素变化趋势比较(王绍武,1999)

	第 1 阶段	第 2 阶段	第 3 阶段	第 4 阶段
THC	1870～1899	1900～1942	1943～1967	1968～1994
	强	弱	强	弱
SST		1900～1929	1930～1965	1966～1968
		冷	暖	冷
SLP		1900～1919	1920～1969	1970～1988
		高	低	高
NAO	1867～1903	1904～1930	1931～1972	1973～1995
	弱	强	弱	强

Gray 指出,THC 弱时北大西洋西风增强。如上所述,NAO 的涛动

反映了北大西洋的西风强度。所以,THC 弱时 NAO 应该较强。周天军[17]利用大气物理所开放实验室的耦合模式,作了 200 年积分,然后分析了 THC 的变化及其与 SST 和大气环流的关系。首先他发现 THC 有明显的年代际变率,周期长度在 45 ~ 50 年左右。其次,THC 与北大西洋 SST 有密切关系,相关分布基本上是东北正西南负。第三,THC 与 SLP 的相关分布正好与 NAO 的型完全一致。THC 与 60°N 以北 SLP 有正相关,与 40° ~ 50°N SLP 有负相关。这就清楚地证明;THC 与 NAO 有负相关。这个结论十分重要。因为,这样就直接把 THC 与大气环流的变化联系起来。当然,作为耦合模式的结果,并不能直接得到结论;THC 变化影响了 NAO,或者 NAO 变化影响了 THC。但至少可以肯定,THC 与 NAO 的变化是有密切关系的。

NAO 是控制北大西洋及其邻近地区的气候变化的重要因素。NAO 强时北欧气温高,而格陵兰气温低。但在北大西洋南部则恰恰相反,南欧到地中海一带气温低,北美洲南部则气温高。降水也有差不多类似的关系。所以,在耦合模式的模拟中,发现了 NAO 的年代际变率,而且证明与 THC 的年代际变率有关。因此,至少存在一种可能性,即 THC 的年代际变化,是北大西洋地区气候年代际变率形成的一个原因,至少是原因之一。当然,这其间的物理机制还需要进一步研究。

§16.3 北太平洋的年代际变率

80 年代末到 90 年代初人们对 70 年代北太平洋发生的气候突变作了许多研究。Graham(1994)[18]对此作了总结:以 1976 ~ 1977 年冬为界,在此之后阿留申低压加深,北太平洋中部 SST 下降。分析表明从 1976 ~ 1977 年冬开始其后的 13 个冬季中有 6 个 SLP 为较强的负距平,4 个为弱的负距平或正常值,仅有 3 个为正距平。而在此之前的 12 个冬季仅有 1 个为负距平。SST 从 1976 ~ 1977 年冬开始连续 13 个冬季为负距平,而在此之前的 12 个冬季中有 8 个为正距平。Graham (1994)[18]用 ECHAM1 模式作了模拟,用 1970 ~ 1986 年 40°S ~ 70°N SST 观测场强迫,成功地模拟出这次大气环流的变化。用热带 SST 与观测的 700hPa 高度场或模拟的 700hPa 高度场作 CCA,所得结果与上

面相同。因此他认为热带 SST 异常的改变可能是这次中纬度大气环流变化的原因。为了进一步证实这个论点，Graham 等（1994）[19]用 ECHAM2 作了 3 组实验，仍然对 1970～1988 年作积分。SST 强迫分为 3 组情况：

（1）在热带地区（25°N～25°S）SST 取观测值，其余地区用气候平均值；

（2）在中纬度地区（31°N 以北及 31°S 以南）SST 取观测值，其余地区用气候平均值；

（3）全球用 SST 观测值。

结果表明，3 个试验均能说明一定的大气环流变化，但北太平洋特别在东部主要对热带 SST 反映最敏感。尽管对热带 SST 的作用还有争议，无论如何在给定 SST 观测值时能强迫大气模式，产生年代际变化，这是一个重要成果。Miller 等（1994）[20]成功地用大气参数强迫 OGCM 模拟了这段时期北太平洋的 SST 变化，而且模拟出中太平洋先暖后冷的变化。这表明如果大气参数有明显的年代际变化，则 SST 亦受其影响而发生年代际变化。不过这都只是说明气候系统内部一个成员对另一个成员的响应，并不能解释年代际气候变率形成的原因与机制。

Latif 等（1996）[21]用耦合模式研究气候内部振荡的特点，共积分 125 年，并与观测结果进行比较，见图 16.3 和图 16.4。取变化最突出的北太平洋（25°～45°N，170°E～160°W）平均 SST 作为指数，对 1950～1990 年 SST 指数作低通（5 年以上）滤波，明显地看出约 20 年尺度的变化，且该指数与赤道东太平洋 SST 为负相关。耦合模式第 43～83 年的模拟结果与 1950～1990 年 SST 指数作低通（5 年以上）滤波的结果非常一致。大西洋也有年代际变率，并且耦合模式也能作出相当成功的模拟，且模拟结果与观测结果十分接近。SST 及 500hPa 高度典型相关时间系数从第 21 年到第 120 年之间 5 个峰值，周期平均 17 年，这表明耦合模式有能力模拟周期为 15～20 年的年代际气候变率。这里不是对大气或海洋一方给定一个包括年代际变率的强迫，而研究另一方的响应，在这个积分中不包括任何给定强迫，因此得到的年代际变率显然是气候系统内部的自然变率，这种变率形成一种振荡。

Latif 等（1996）[21]认为海洋的变化适当落后于大气，因此产生振

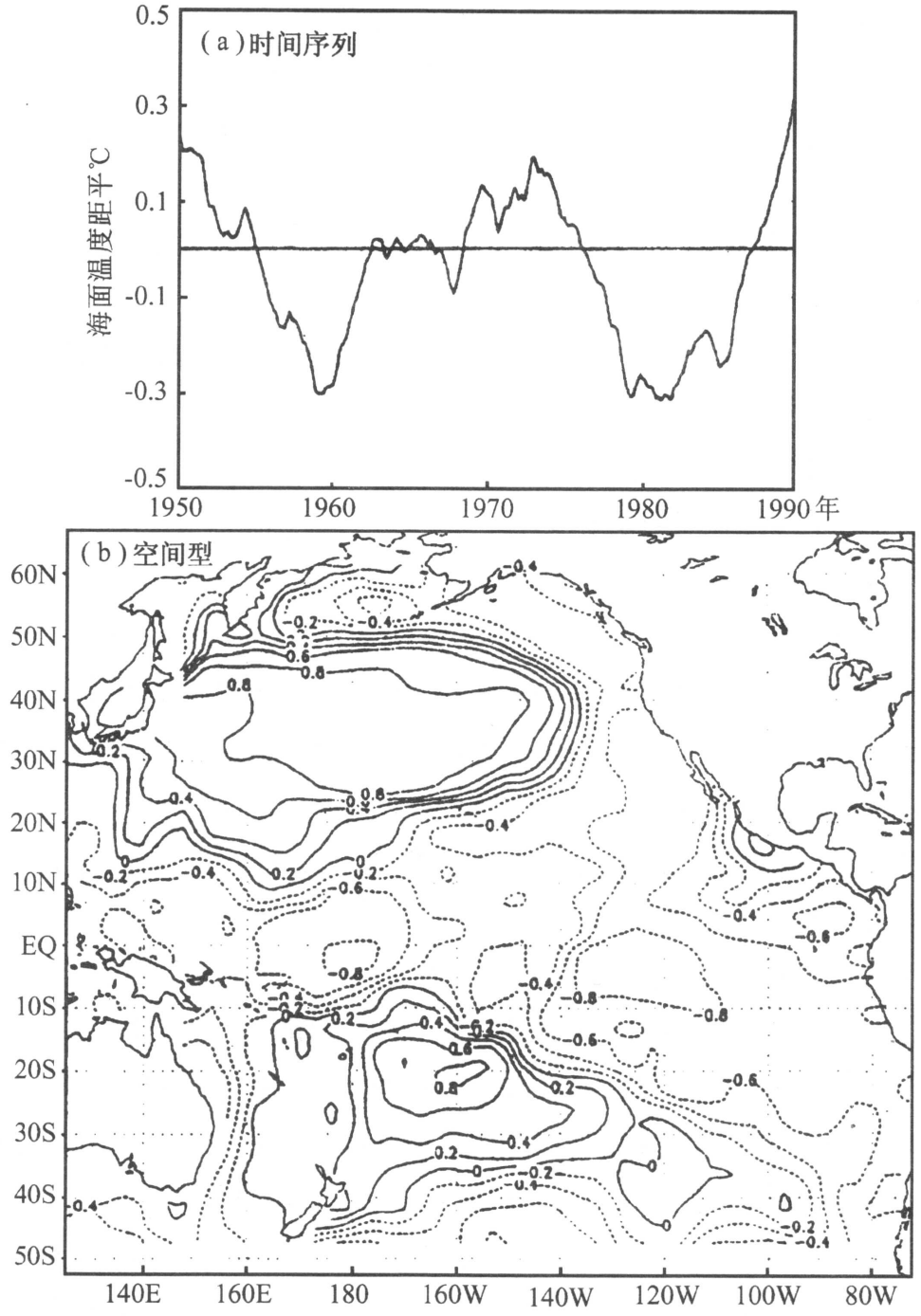


图 16.3　1950～1990 年北太平洋 SST 的准 20 年振荡(Latif et al., 1996)

荡,耦合系统中这种振荡即来源于中纬度大尺度海气相互作用,不过耦合系统的记忆力存在于海洋中,并与副热带海洋涡旋(gyres)的慢变有关。当副热带海洋涡旋异常强时,把暖的热带海水输向中纬,在中纬度造成正 SST 距平。大气对 SST 正距平的响应是风暴减弱,从而进一步加强正 SST 距平,形成正反馈。然而,大气的响应还包括风应力旋度的减弱,这个风应力旋度的减弱使副热带海洋涡旋减弱,从而减弱向极地

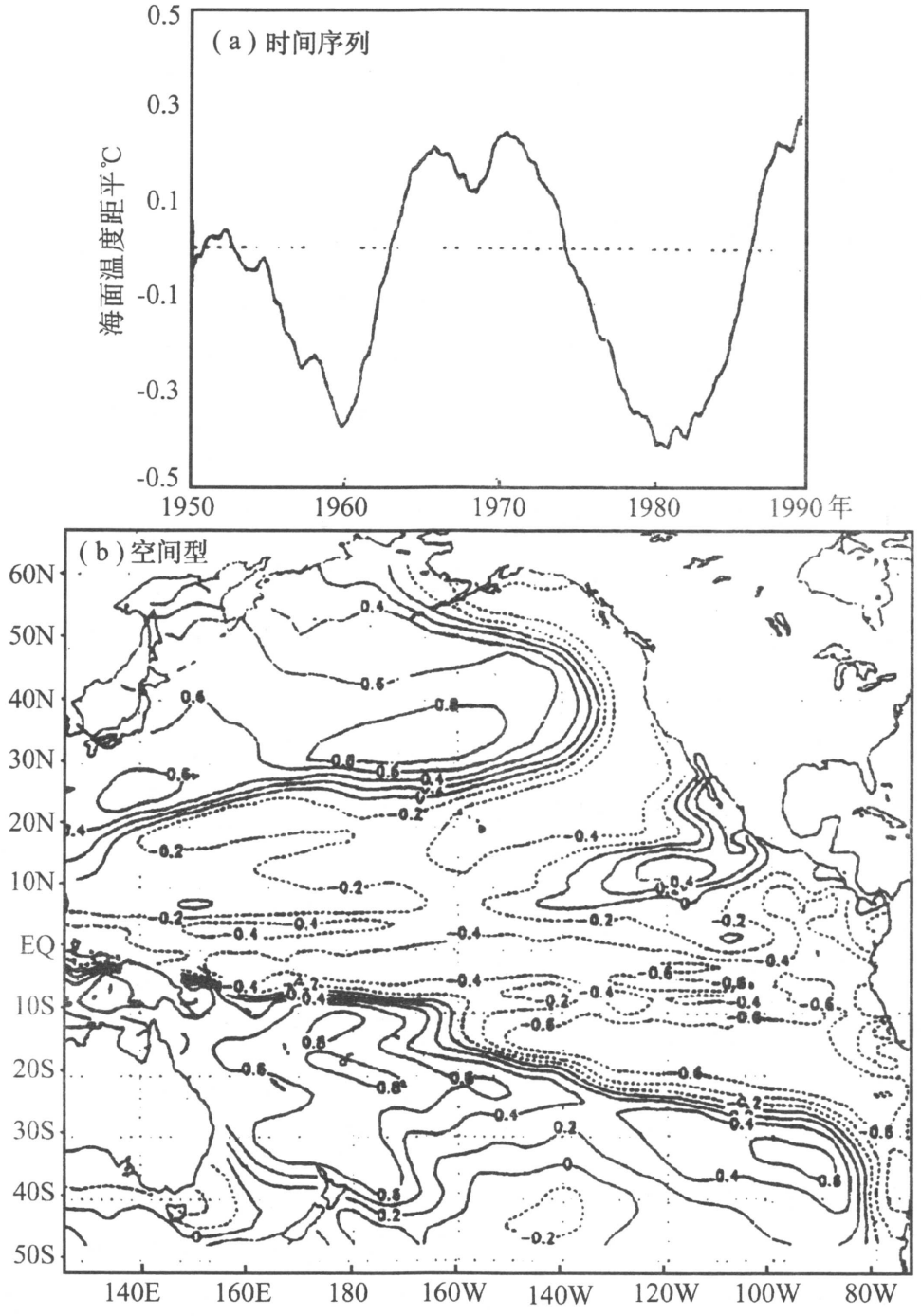


图 16.4　北太平洋 SST 的准 20 年振荡模拟结果(Latif et al., 1996)

的热量输送,使 SST 下降,形成负反馈。海洋的变化稍落后于大气,因此产生振荡。当然,这只是一种设想。Latif 等(1996)[21]曾提出可能产生年代际变率的 6 种机制,这不过是其中的一种设想,由于气候模拟只能给出结果,并不能直接揭示气候变率形成机制,所以,尽管已经能够用耦合模式模拟出年代际气候变率,但是并不等于我们就完全了解了这种变率形成的机制。

§16.4 ENSO的年代际变率

前面谈到70年代中北太平洋的SST及大气环流发生了显著的变化。Wang(1995)[22]研究了1950～1992年6个重要的暖事件,结果表明1976年之后El Nino发生特点有显著的变化,他认为这一变化是由1970年代中的年代际变化引起的,产生大气环流异常的原因是由于作为背景的SST的显著的长期变化,背景状态的年代际变化对ENSO循环的演变也有着较大影响。Rasmusson等(1995)[23]把长期变化分为两类,即多年代气候平均和多年代际变率。研究表明在上世纪末到本世纪20年代ENSO循环的方差较大,1920～1950年代处在相对较弱的时期,随后加强至今,这一点与Wallace(1998)[24]的研究是一致的。赤道东太平洋SST的百年尺度的变化与全球平均SST的相应变化在很大程度上相似,并与全印度季风的变率、美国大平原20世纪干旱期的强度变化有联系,与Sahel降水的世纪尺度的变化关系不清楚。Trenberth等(1995)[25]研究了太平洋气候的年代变化,认为北太平洋年代时间尺度的变化与热带太平洋和印度洋的变化关系密切,同时与El Nino发生的频率与强度之间也有密切的关系,并指出近年来El Nino与La Nina发生频率的巨大差异是空前的。这是否是由于(或部分由于)一些确定因素或仅仅是由于自然变率引起的,目前还很难断言,同时作者也指出1988年3～4月似乎又发生了一次气候变化。Zhang等(1997)[26]利用1900～1993年近百年的资料,采用不同的诊断方法对ENSO的年代际变率进行了研究。他把SLP、SST等要素分成高频和低频两部分,发现高低频之间的空间结构非常相似,时间分量中低频部分有明显的年代际变化。研究发现热带的特征在与ENSO循环有关的变率中更突出,而外热带的特征则在低频部分更明显一些。但作者最后也指出,由于资料长度的限制和其它一些原因,这种人为分离出的年代际变率到底有多大的意义也还很难讲。

Gray(1998)[27]把ENSO的年代际变率与THC的变化联系起来,他首先指出THC强时El Nino频率低,THC弱时El Nino频率高(表16.2)。

表 16.2　THC 强度与 El Nino 频率(Gray,1998,引自王绍武,1999[28])

年　　代	年数	THC	El Nino 年数	占总年数比
1870 ~ 1899	30	强	4	4/30 = 0.13
1900 ~ 1919	20	弱	6	6/20 = 0.30
1920 ~ 1969	50	强	7	7/50 = 0.14
1970 ~ 1997	28	弱	11	11/28 = 0.39

为什么会有这样的关系呢? Gray 是从能量学角度来看这个问题的。他指出,如果把 20°E ~ 160°W 作为东半球,160°W ~ 20°E 作为西半球。则由于西半球比东半球降水少,大气少得到的凝结潜热平均为 16W/m^2。同时,东半球陆地多,又有世界上最大的青藏高原,因此大气比西半球多得到 14W/m^2 的感热。同时,由于暖洋流东半球又多得到 5W/m^2 的热量。这样东半球相对于西半球就总计得到 35W/m^2 多余的热量。这个量究竟有多大,可以与太阳辐射作个比较。太阳常数为 1372W/m^2,但是接受辐射的是一个园面积,而热量分配给全球,球面积为园面积的 4 倍。所以,全球平均接受的太阳辐射约为 343。因此,东半球相对于西半球多余的热量约为太阳辐射强度的 1/10,这当然不能算作一个很小的量。

如果用这个热量来加热大气相当于每天加热 0.35℃。显然,这个多余的热量由另外一些过程得到消耗,否则东半球就会愈来愈热。但是卫星观测表明,东、西两个半球都保持相当稳定。那么,又是什么物理过程使能量得到平衡呢? Gray 认为这样的过程可能有 3 个,即位能输送,THC 及 ENSO 过程。其中最主要的是位能输送,其贡献可能达到 -30W/m^2。其余 THC 可能有 -4.5W/m^2,而 ENSO 有 -0.5W/m^2。THC 的输送过程是在(西半球)大西洋北部有下沉,下沉的海冰到(东半球)西太平洋及印度洋上升。东半球得到的是深层的冷水而输出的是上层的暖水,因此失去热量,ENSO 使东半球暖池的暖水输出西半球,但是,其所输出的热量远较 THC 为小。

但是 THC 强时,可输送 -4.7W/m^2 的热量。这时,由于暖池 SST 下降,所以 ENSO 输送的热量减少到 -0.3W/m^2。当 THC 弱时,输送下降到 -4.3W/m^2。不过,这时暖池水温上升,El Nino 频率增加,ENSO 输送的热量可达 -0.7 W/m^2,总的热量输送仍大体维持平衡,但 THC 与 ENSO 输送的热量彼此消涨,互为补偿。形成表 16.2 中所列的关系。

不过,经验资料分析表明,ENSO 的年代际变化可能比 THC 落后 5 ~ 6 年。如果以北大西洋(45° ~ 65°N,20 ~ 60°W)SST 代表 THC 强度,1995 年出现了很高的 SST,如果这意味着前一段时期弱 THC 阶段的结束,则在 2000 ~ 2001 年前后开始一个强 THC 阶段,那时 El Nino 活动的频率将大为下降。

许多作者的研究证明全球 SST 的型与时间尺度有关,无论是 EOF 还是 REOF 均得到的两个类似的特征向量:EOF1 为一个以赤道东太平洋为中心的型,那里有很高的正值,但北太平洋中部及南太平洋中部为负值。这种型所对应的时间系数是高频的,以年际变化为主,在 El Nino 年为正系数,La Nina 年为负系数。另一个 EOF2 太平洋 SST 大体上分布与 EOF1 类似,但正中心偏向赤道中太平洋及南太平洋东部。更主要的是北太平洋中部的负 SST 中心更强,而且与印度洋,特别是南印度洋符号相反,即北太平洋中部冷时,印度洋、赤道太平洋东部及北大西洋热带区到整个南大西洋暖。EOF2 的时间系数为一个以低频变化为主的曲线,从 50 年代到 70 年代中期为负值,70 年代末以后则正距平占优势,反映了气候变暖的趋势。

所以,EOF2 反映的是年代际变率,有人把这种型在北太平洋部分称为太平洋年代际振荡(PDO),也有人称为与 ENSO 类似的太平洋年代型(Pacific Decadal ENSO - like Pattern)。Zhang 和 Wallace 等(1997)的研究表明,这种型对应的 SLP 型与 EOF1(ENSO)对应的类似,即整个太平洋大部为负距平,印度洋及太平洋西部为正距平。这正是弱 SO 的形势,但北太平洋的 SLP 负中心更强,这个 EOF 的时间系数在 1976 ~ 1977 年冬之后的持续正值与上面谈到的北太平洋上的气候突变是一致的。在 40 年代初,时间系数也有很高的正值,说明那时阿留申低压也较深,但持续时间不如 80 年代长。同时,与这个 EOF 对应的 500hPa 图上 PNA 也十分明显,特别是阿留申地区的负中心很强,这是与 1980 年代海平面气压图上阿留申低压的加深是一致的。

应该说对年代际气候变率的研究刚刚开始,还缺少比较系统的诊断研究,也就是说,人们还不很确切地了解气候系统的年代际变率。海气相互作用和海洋中热盐环流的影响是形成年代际变率的可能机制,当然形成年代际变率的可能机制绝不仅仅这两种,Latif 等(1996)[14]就

提出了6种以上的机制，Stocker也把气候变化从形成机制上分成4类：外强迫造成的变化（externally forced change），如全新世的开始；自动维持的振荡（self-sustained oscillations），如冰期中的Dansgaard/Oeschger循环；非确定性（混沌）变率（non-deterministic chaotic variability），如十年到百年尺度变率；突变（abrupt reorganisations），如仙女木时期，这里我们只想强调，这些工作表明在观测到的气候变率中，气候系统内部的自然变率起着重要的作用。当然这决不排除外强迫因子如太阳活动、火山活动，近代还要加上人类活动影响，这些外强迫对自然气候变率有什么影响也是一个未知数。因此，进一步研究自然气候变率有着十分迫切的意义。从另一方面讲，这也对认识或预测外强迫因子如温室效应造成的气候变化有重要的作用。

§16.5　年代际变率的预测

近十年来短期气候预测取得了重要的发展，季度气候预测已经逐步走向业务化[29]，ENSO预测显示出一定的年际变率的可预报性[30]。一个新的发展趋势是探讨年代际变率的可预报性[31]。CLIVAR计划首次强调了年代际变率的重要性[32]，一方面年代际变率是年际变率的背景，对季到年际尺度气候预测有重要意义，例如90年代前半的ENSO，就与80年代前半有很大不同，这显然对ENSO预测有很大影响。另一方面，年代际变率又可能干扰对人类活动影响的评价。例如在研究气候变暖趋势时，就经常遇到如何区别年代际自然气候变率的问题。

对于年代际尺度自然气候变率来讲，外强迫可能是主要形成原因。外强迫之中又主要是太阳活动与火山活动[33]。因此，作年代际气候变率的预测就需要先知道未来几十年太阳活动或火山活动的变化，而这在目前还很难做到，不知道外强迫的变化，也就无法用模式来计算气候变率。所以，目前只能依赖统计分析作年代际气候变率的预测。这里我们通过对2次年代际变率预测的检查说明，用统计方法所作的预测，有时其效果是不错的。这至少显示出，如果占有了长时间的资料，并细心加以分析，也能找到一些对预测未来几十年气候变化十分重要的信号。

16.5.1 上海年降水量的预报

王绍武在研究 1873～1959 年上海的气候变化时[34]，指出上海的年降水量有 35～40 年周期，并根据这个周期作出了 1960～1979 年年降水距平百分比变化的预测。后来 1979 年王绍武与赵宗慈具体检查了这个预报，发现观测与预测非常吻合[35]，如图 16.5(a)所示。这只是应用近百年观测资料所得到的结果。根据五百年旱涝史料分析[36,37]，35～40 年周期至少可以向前追溯到 17 世纪初。这说明这种周期可能已经稳定地出现了约 400 年。在此期间出现了 11 次旱期，与 11 次涝期，即完成了 11 次旱涝循环。1951～1999 年的观测资料明显地揭示出 60 年代初到 70 年代初的旱期，以及 70 年代中到 90 年代初的涝期，如图 16.5(b)所示。低频变化的振幅在 100～150mm 之间，大体上相当多年平均值的 10%，可见近几十年不但保持了旱涝周期的长度，振幅也同过去一致。

16.5.2 旱涝型转换

王绍武与赵宗慈在 1981 年提出来中国夏季旱涝型的划分方案[36]。1989 年把旱涝型的档案向前延伸到公元 950 年[37]，以后又作了修正与补充[38]，这个方案的 6 种型如表 16.5。表 16.3 为 1880～1999 年的旱涝型档案。

表 16.3 1880～1999 年旱涝型档案

年代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	2	2	1b	4	4	1a	1a	4	3	1a
1890	3	3	3	4	4	4	4	4	3	2
1900	5	1a	5	1a	3	1b	1a	5	2	1b
1910	4	1a	1b	3	3	1a	1b	4	3	2
1920	2	4	3	4	2	5	1b	5	5	5
1930	5	1b	3	4	5	2	2	3	1b	2
1940	4	5	2	2	3	5	2	3	2	3
1950	3	5	2	3	1a	2	4	1b	4	3
1960	5	5	1a	4	4	5	5	4	2	1b
1970	2	4	5	3	5	2	3	3	3	1b
1980	1b	5	1b	1b	1b	3	5	1b	4	1b
1990	3	1b	5	2	3	1a	1a	2	1a	2

图 16.6(a)和(b)分别是 1980～1989 年和 1990～1999 年中国东部夏季降水距平百分率合成图，方格区代表降水距平百分率大于 10%，

斜线代表小于－10%。可以看出，80年代，雨带主要集中在长江流域，北方及江南以旱为主，而90年代，则降水主要集中在江南和东北南部地区。在20世纪的后20年，我国东部旱涝型出现了这种明显的变化，这对20世纪后20年的年季尺度的汛期旱涝预测产生了重要影响，特别在1999年的汛期预报中，江南多雨的这种年代际背景在该年的降水分布上起了重要作用。

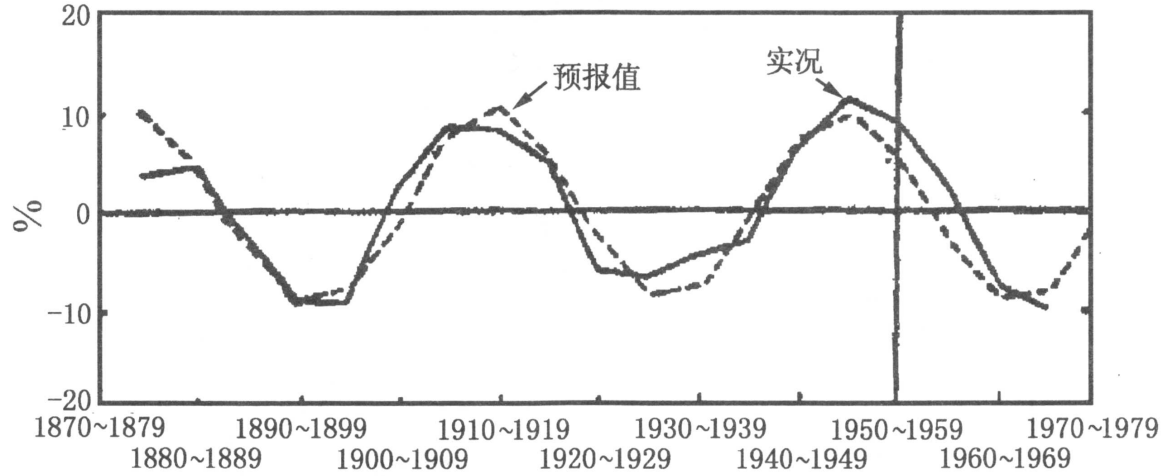


图16.5(a)　上海年降水量10年平均预报值与实况(王绍武，赵宗慈，1979)
(每5年一个10年平均值)

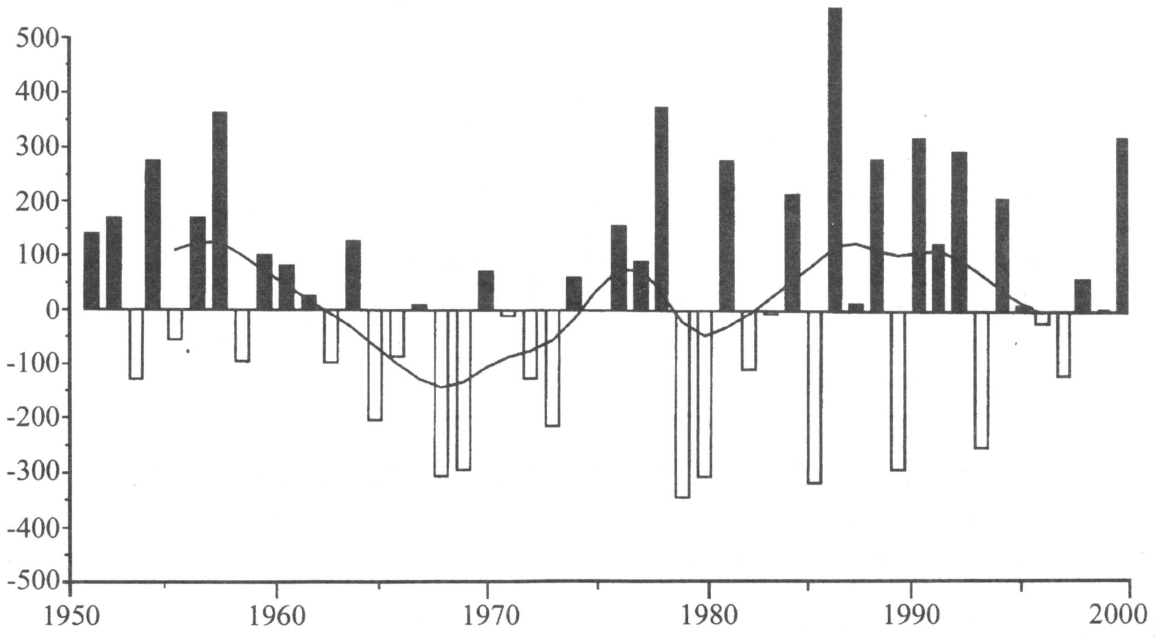


图16.5(b)　1951～1999年上海年降水量距平及低频滤波曲线

王绍武[39]指出1979～1991年13年期间内1b型出现8次，频率达到了60%以上。但是从一千年的档案来看，平均频率只有14.7%，

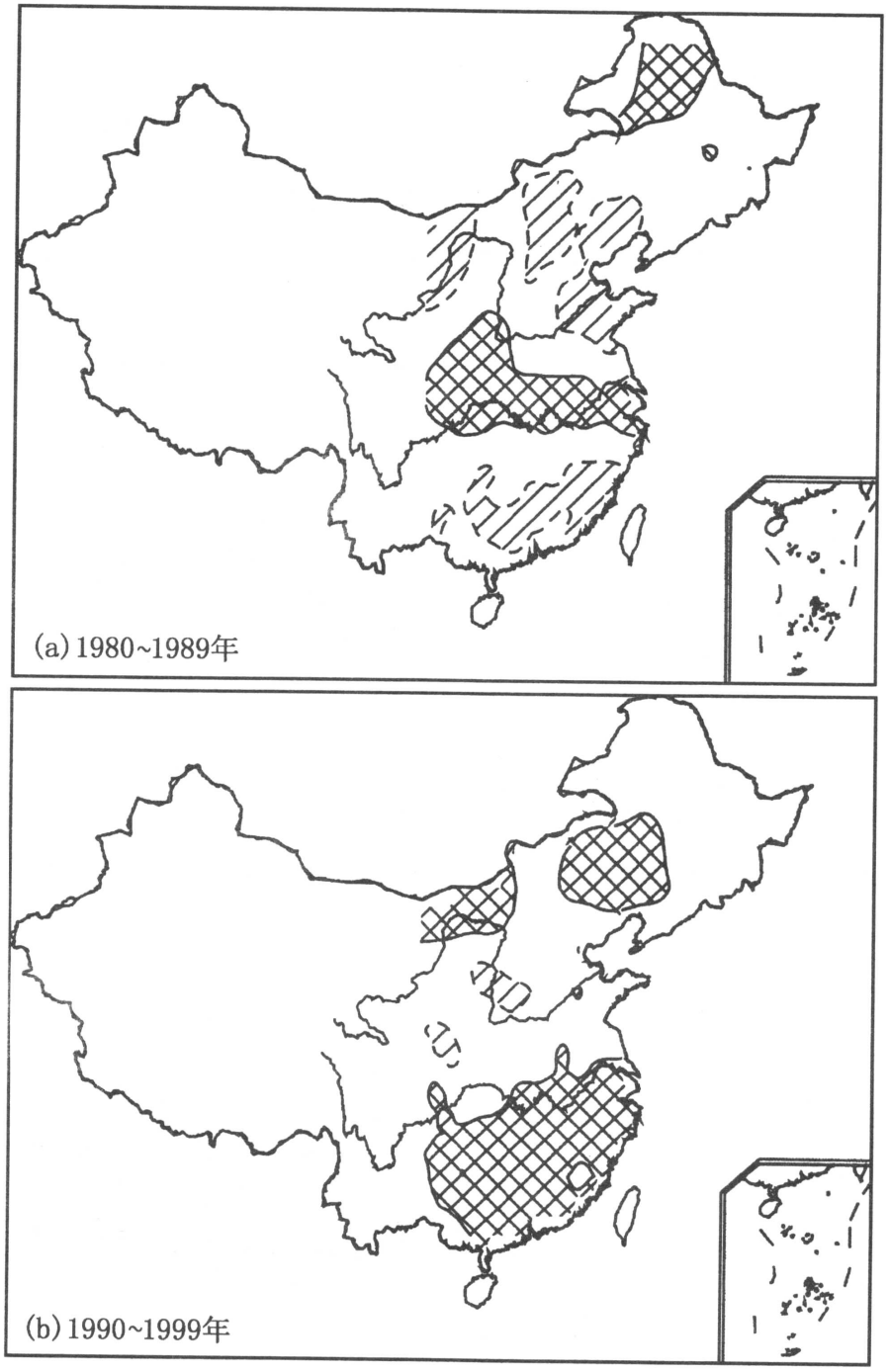


图 16.6 中国东部夏季降水距平百分率合成图,方格区代表降水距平百分率大于 10%,斜线代表小于 -10%

也就是说这十几年中 1b 型的频率比多年平均高出 3 倍,可见是一个气候特征十分集中的时期。同时作者还发现在近千年中除了 1979 ~ 1991 年之外,尚有 11 段时期 1b 型的出现也较为集中(表 16.4)。这些时期 1b 型的频率均高出多年平均 1 倍以上。根据多年平均概率 14 年之中至少有 5 年为 1b 型的总概率大约为 0.046,近 1050 年中约 75 个

14 年,应出现 3.5 次 1b 型集中期,但实际上出现了 12 次,可见 1b 型集中期的出现不是偶然的。

表 16.4　公元 950 ~ 1999 年内 1b 型的集中期

年　代	频　率	距上次时间(年)	年　代	频　率	距上次时间(年)
962 ~ 980 年	7/9　36.8%		1491 ~ 1506 年	6/16　37.5%	78
1015 ~ 1028 年	5/14　35.7%	35	1555 ~ 1566 年	5/12　41.7%	49
1059 ~ 1072 年	5/14　35.7%	31	1670 ~ 1687 年	6/18　33.3%	104
1143 ~ 1155 年	5/13　38.5%	71	1758 ~ 1769 年	5/12　41.7%	71
1251 ~ 1266 年	5/16　31.3%	96	1865 ~ 1875 年	5/11　45.5%	96
1403 ~ 1413 年	5/11　45.0%	137	1979 ~ 1991 年	8/13　61.5%	104

在 1993 年之后的全国汛期预测会商会上,王绍武不止一次提出 1b 型集中期后旱涝型的分配可能以 1a 型及 2 型为主,其根据是把前 11 次 1b 型集中期后 10 年分两段统计各旱涝型的频率(表 16.5),前 5 年以 1a 型为主,其次为 2 型,再其次为 3 型均超过了气候概率。

表 16.5　1a 型集中期后 10 年旱涝型的预测

旱涝型	1a	1b	2	3	4	5
前 5 年历史合成	27.3%	3.6%	25.5%	21.8%	12.7%	9.1%
气候平均	16.3%	14.7%	22.5%	19.0%	17.0%	10.5%
1992 ~ 1996 年预测	2 ~ 3		1 ~ 2	1		
1992 ~ 1996 年实况	2		1	1		1
后 5 年历史合成	18.2%	10.9%	29.1%	12.7%	18.2%	10.9%
气候平均	16.3%	14.7%	22.5%	19.0%	17.0%	10.5%
1997 ~ 2001 年预测	1		2		1	1
1997 ~ 1999 年实况	1		2			

所以,估计从 1992 年开始的 5 年内,可能出现 2 ~ 3 次 1a 型,1 ~ 2 次 2 型及 1 次 3 型。实际上 1992 ~ 1996 年出现 2 次 1a 型,1 次 2 型,1 次 3 型及 1 次 5 型,应该说预测是成功的。在 1997 年的汛期预报会商会上,给出对 1997 ~ 2001 年的预测,估计 2 型 2 次,1a 型 1 次,此外 4 型及 5 型各 1 次,到 1999 年已出现 2 型 2 次,1a 型 1 次。如果这个估计是正确的,则未来应出现 1 次 4 型及 1 次 5 型。即使未来两年,并不是 1 年 4 型,1 年 5 型,对这 10 年旱涝型分配趋势的估计,应该说也是很成功的了。不过,需要指出,这种估计很难落实到某一年,所以它属于年代际气候变率预测。

由此可见,依据气候变化的规律作年代际预测是可能的。不过,应该指出,尽管预测有一定成效,但是研究气候变化形成的机制仍是一个迫切的任务。如果能够证明这些年代际变率是受到外强迫因素如太阳

活动、火山活动影响而发生的,则需要进一步用气候模式来验证。如果发现这些气候变率与海气相互作用,如大洋热盐环流的影响有关,则需要用海气耦合模式来验证。总之,只有我们对年代际气候变率形成的物理成因及机制有了进一步的了解,才能进一步提高预测的可信度。

参 考 文 献

[1] CLIVAR, A Research Programme on Climate Variability and Prediction for the 21st Century, in: August 1997. World Climate Research Programme. International CLIVAR Project Office, Max - Plank - Institute für Meteorologie, Bundsstr. 55. D - 20146 Hamburg: 48.

[2] Gu D. and Philander, S.G.H., Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century, *J. Clim.*, **8**: 864 - 876, 1995.

[3] Mann M.E,, J, Park, and R, S, Bradley, Global interdecadal and century - scale climate oscillations during the past five centuries, *Nature*, **378**: 266 - 270, 1995.

[4] 王绍武,对四本关于年代际气候变率的书的评述,气象学报, **57**](4),510 ~ 512,1999。

[5] Global temperature 1997, Tiempo, 27 March 1998: 26, WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1997, WMO, No 877,4, The Global Climate System Review, December 1993 - May WMO No.**856**:22 - 23,1996.

[6] Ghil, M. and Vautard, R., Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series, *Nature*, **350**: 324 - 327,1991.

[7] Elsner, J.B. and Tsonis, A., Do bidecadal oscillations exist in the global temperature record? *Nature*, **353**: 551 - 553,1991.

[8] Allen M. R., P. L. Read, and L. A. Smith, Temperature time-series? *Nature*, **355**: 686,1992.

[9] Schlesinger, M.E. and Ramankutty, N., An oscillation in the global climate system of period 65 - 70 years, *Nature*, **367**: 723 - 726, 1994.

[10] 王绍武,近百年中国气候变化的研究,中国科学基金,(3):167 ~ 170,1998。

[11] CLIVAR., A Study of Climate Variability and Predictability. Science Plan, August 1995,. WCRP - 89,WMO/TD No,690.

[12] Hurrell J. W., Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperature, *Geoph. Res. Lett.*, **23**(6): 665 ~ 668,1996.

[13] Thompson W.J. and Wallace J. M., Do recent Climate Trends Reflect a Bias in the Southern Hemisphere Annular Mode? In: Proceedings of the Twenty - Fourth Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Tucson US Department of

Commerce, NOAA, NWS, CPC/NCEP, November 5 - 9, 230 - 232, 1999.

[14] Latif M. A. Grotzner M. Munnich E. et al., A Mechanism for Decadal Climate Variability, in: D.T. Anderson and J. Willebrand Edited, Decadal Climate Variability-dynamics and Predictability, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, NATO ASI Series, **144**: 263 - 292, 1996.

[15] Deser C. And Blackmon M.L., Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900 - 1989. *J. Climate*, **6**: 1743 - 1753, 1993.

[16] Gray W. M., Forecast of Global Circulation Characteristics in the Next 25 ~ 30 years, In: Proceedings of the Twenty-First Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. October 28 - November 1, 1996, US Department of Commerce, NOAA, 219 ~ 222, 1997.

[17] 周天军,大洋温盐环流与气候变率的模拟研究,北京大学博士研究生学位论文,1999。

[18] Graham N. E., Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results, *Climate Dynamics*, **9**: 135 - 162, 1994.

[19] Graham, N. E., Barnett, T.P. and Wilde, R., On the roles of tropical and midlatitude SSTs in tropical forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation, *J. Climate*, **7**: 1416 - 1441, 1994.

[20] Miller A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, and J. M., Oberhuber, Interdecadal variability of the Pacific Ocean: model response to observed heat flux and wind stress anomalies, *Climate Dynamics*, **9**: 287 - 302, 1994.

[21] Latif M., A Grotzner, M.Münnich, E. Maier- Reimer, S. Venzke, and T. P. Barnett., A mechanism for decadal climate variability, in: David L. T. et al., Edited, Decadal Climate Variability, Dynamics and Predictability, springer-verlag Berlin Heidelherg, 263 - 292, 1996.

[22] Bin Wang, Interdecadal Changes in El Nino Onset in the Last Four Decades, *J. Clim.* **8**: 267 - 285, 1995.

[23] Rasmusson, E.M., Wang Xueliang and Ropelewski, C. F., Secular variability of the ENSO cycle, Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales, *National Research Council*, 458 - 471, 1995.

[24] Wallace, J.M., Rasmusson, E.M., et al, On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA, *J. G. R.*, **103**: 14241 - 14259, 1998.

[25] Trenberth, K.E. and Hurrell, J. W., Decadal climate variations in the Pacific, 472 ~ 482, 1995.

[26] Zhang, Yuan Wallace, E.M. et al, ENSO - like Interdecadal Variability: 1900 - 93, *J. Clim.*, **10**: 1004 - 1020, 1997.

[27] Gray W. M., The Atlantic Ocean Thermohaline Circulation as a Driver for Multi-

Decadal Variations in EI Nino Intensity and Frequency in "Proceedings of Twenty – Third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop", October 26 – 30, 1998, US Department of commerce, NOAA, 54 ~ 57, 1999.

[28] 王绍武,短期气候预测研究的历史及现状(王绍武主编,气候预测研究),气象出版社,1 ~ 17,1996。

[29] 王绍武,短期气候预测的可预报性与不确定性,地球科学进展, **13**(1),8 ~ 14,1998。

[30] 王绍武、朱锦红,国外关于年代际气候变率的研究,气象学报, **57**(3),376 ~ 383,1999。

[31] 王绍武,PAGES 计划与 CLIVAR 计划中的交叉科学问题,气象学报,**55**(6),662 ~ 669,1997。

[32] 王绍武,全球气候变暖的检测及成因分析,应用气象学报,**4**(2),226 ~ 236,1993。

[33] 王绍武,上海气候振动的分析,气象学报,**32**(4),321 ~ 336,1962。

[34] 王绍武、赵宗慈,我国旱涝 36 年周期及其产生机制,气象学报,**37**(1),64 ~ 73,1979。

[35] Wang Shaowu, Zhao Zongci, Droughts and floods in China, 1470 ~ 1979, In: T.N.L Wigley, M.J, Ingram, and G. Farmer. Edited, Climate and History, Cambridge Uuiversity Press, 271 ~ 288, 1981.

[36] Wang Shaowu, Zhao Zongci, and Chen Zhenhua, Reconstruction of the summer rainfall regime for the last 500 years China, GeoJurnal., **5**(2): 117 – 122, 1981.

[37] Wang Shaowu, et al., Drought/flood variations for the last two thousand years in China and comparison with global climatic change. In: Ye Duzheng et al. Edited, The Climate of China and Global Climate, Beijing: China Ocean Press, 20 ~ 29, 1987.

[38] 王绍武、赵宗慈、陈振华,公元 950 ~ 1991 年的旱涝型(王绍武,黄朝迎等著,长江黄河旱涝灾害发生规律及其经济影响的诊断研究),气象出版社,55 ~ 66,1993。

第十七章　热盐环流与气候变率

§17.1　热盐环流的基本特征

海流按其成因可归结为两种：一是受海面风的应力作用，因动力原因产生的海流，被称作风生海流；二是由于海面受热冷却不均、蒸发降水不匀所产生的温度和盐度变化，导致密度分布不均匀形成的热力学海流，被称作热盐流。来自海表的风应力、热通量和淡水通量强迫是大洋环流形成的根本原因。

风生流和热盐流的作用区域有所区别，风生流的影响范围多限于大洋的上层和中层，即在密度跃层以上，而热盐流则主要集中在大洋的深层。总的来说，全球大洋 10% 的水体受风生流的影响，90% 的水体受热盐流的影响。需指出的是，所谓风生流、热盐流只是出于研究工作需要而形成的一种人为的分类，在实际中，二者是一个有机的整体，很难截然区分开来。热盐流是由热通量和淡水通量强迫的海流，而风生流则可看作是由热盐流产生的背景层结的一种扰动，二者共同作用，构成一个闭合的大洋环流体系。

关于风生洋流，大西洋和太平洋有许多相似之处：南北半球大洋都为反气旋式环流，即北半球为顺时针旋转，而南半球为逆时针的，并且每一环流的东、西两侧都不对称；在赤道海域，由于南北半球的环流之间有赤道逆流，使得流系较为复杂；在南半球的西风带海域，海流是连续贯通的；在亚北极海域西部，都有来自北方的寒流，从而形成小的气旋性环流，而南极海域则都有弱气旋式环流，印度洋北部受季风气候的影响，环流与大西洋和太平洋有所不同，其冬、夏季洋流的流向相反。

热盐流属于冷水系环流，其形势与大洋水团的形成与分布有关。在两极海域，随着纬度的增高，上层海水急剧冷却，密度增大而剧烈下沉，成为大洋中层、深层和底层水的主要源地。在底层水团中，最为著名的是南极底层水（AABW 以下简称），充斥全球大洋底部。AABW 主

要在冬季形成于威德尔海和罗斯海。强冷却导致海水结冰,盐析作用令海表盐度骤增而沿南极大陆架下沉,期间与来自南极绕极环流的水团混合形成 AABW,后沿深海向北扩展。相对之下,北极底层水较弱且散布范围小,受白令海峡阻隔,它难以进入太平洋,与大西洋的勾通也因受海槛阻隔而较弱。

深层水团是世界大洋中厚度最大的水团,其体积约占全球海水的30%,其中最为著名的是北大西洋深层水(NADW 以下简称)。研究表明,从格陵兰和挪威海溢出的低温、低盐的深层水,对 NADW 的形成具有重要作用。由冰岛 - 法罗群岛间溢出的海水,形成北大西洋东部的深层水;由格陵兰 - 冰岛溢出的海水,形成北大西洋西部的深层水。前者几经周折蜿蜒西行,在丹麦海峡南面与北大西洋西部深层水混合,转而向南,经拉布拉多海沿大洋西边界南流。至于印度洋和太平洋的深层水团,根据其溶解氧含量的递减规律,证实它们是源自 NADW 的"老龄水",随绕极流进入印度洋和太平洋。

可见,高纬海水下沉只发生在少数相对较为隐蔽的位置,例如北大西洋北部以及南极大陆架。根据热盐特征,目前观测到的大洋底层水团主要有南极底层水和北大西洋深层水。在大西洋,除 40°N 以北地区以外,在所有纬度上,北大西洋深层水都位于南极底层水之上。根据大洋水团的分布,由 Broecker(1991)最早提出的全球热盐环流输送带的分布型如图 17.1 所示,其中的阴影部分表示海洋浅层较暖的、流回北大西洋的洋流,未加阴影的部分表示海洋深层冷而咸的、流出北大西洋的洋流,可见形成于北大西洋的 NADW 在深层以西边界流的形式向南流去,之后围绕着南极绕极急流,NADW 部分和形成于威德尔海的南极底层水混合,流向太平洋和印度洋,在那里上翻穿过温跃层达到上层海洋,它被称作"NADW 输送带"。该输送带由位于北大西洋高纬的海水下沉支驱动。图 17.1 同时也表明,所谓"大洋热盐环流"的概念,实际上是将热盐流与风生流作为一个整体考虑的结果。

海水大量下沉与流动,必须有等量的返回流来补偿,但是热盐环流从低纬返回高纬的路径,至今仍不明了。按照图 17.1 上层洋流是通过印度尼西亚 ~ 阿婆罗海域、环绕好望角的南端返回北大西洋的;但据近期研究,洋流的返回路径可能至少有两条:一是沿"暖水系路径",经过

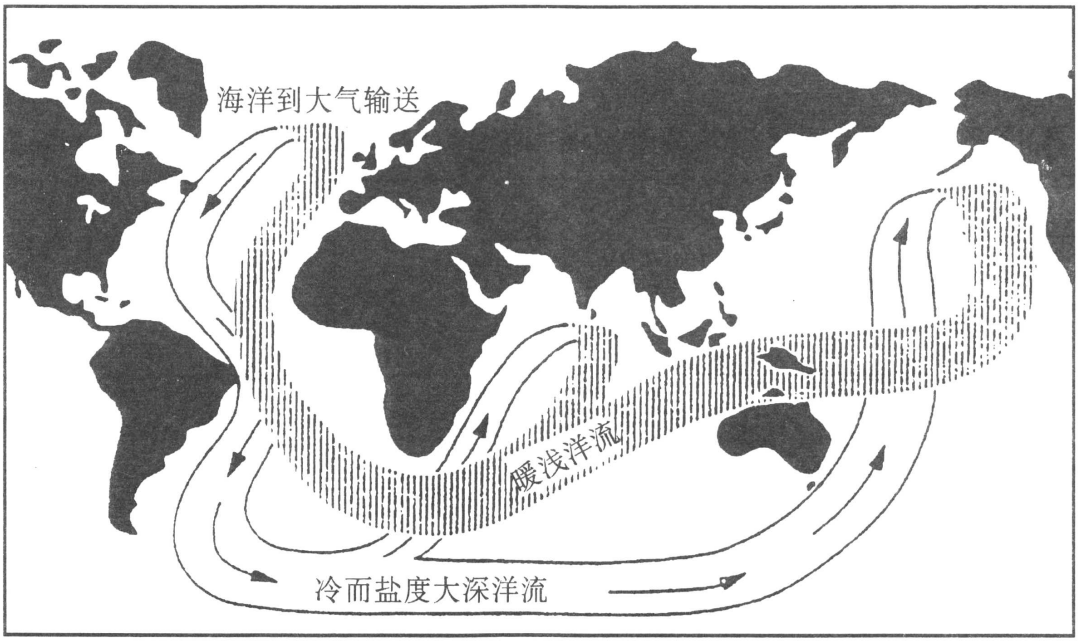


图 17.1　大洋热盐环流示意图(引自 Broecker 1991)

南印度洋流入南大西洋;一个是沿“冷水系路径”,从南太平洋流入南大西洋。图 17.1 强调的是暖水系路径。有证据表明,在太平洋和印度洋,海水的上翻较弱,因而返回大西洋的洋流不可能完全是通过上层海洋的,太平洋和印度洋海水可能在距海表一定深度处流回南极绕极环流,再返回大西洋。环流返回支可能包括两部分:一是大西洋深层水和南极中层水发生混合,之后通过德雷克海峡返回南大西洋;二是剩下的 30%在北太平洋上翻,以暖水系次表层海流的形式,经由印度尼西亚阿婆罗和南印度洋流回南大西洋,在那里与南极中层水混合后流回北大西洋,从而构成闭合环流。形成于威德尔海的南极底层水,在北大西洋深层水的下面流向北大西洋,并与北大西洋深层水发生混合。当然,实际情况远比上述概念图像复杂[2]。

§17.2　热盐环流在气候系统中的重要性

如表 17.1 所示,海洋和大气中的活动过程,时间尺度有所不同。在其各自的系统内部,也存在着时间尺度明显不同的变率。对于大气系统来说,对流层中的过程是快过程,平流层中的过程是慢过程。对于海洋系统而言,上层海洋中的过程是快过程,深海中的过程是慢过程。

通过这两种尺度的作用，海气系统构成一相对稳定的、全球范围的相互作用系统。

表 17.1 大气与海洋中的速度过程比较(单位:m/s)(引自 **Bryan, K., 1984**[3])

	大 气	海 洋
重力波:外波	300	200
重力波:第一内波	100	3
流 场:锋面	150	1.5
流 场:内部	–	0.2

海气快速相互作用的区域，主要发生在各自的快过程圈层。如图 17.2(a)中的阴影区所示，海洋的混合层(温跃层)和大气的对流层，是存在着快速变化的区域，海气间的相互作用，主要发生在该区域。这些存在剧烈作用的区域，有着极为明显的经向特征：对于大气来说，低纬热带地区的对流层高度最高；对于海洋而言，高纬极地海域的对流深度最厚。因此，在经向上，海洋和大气剧烈活动区的位置恰好相反。在大气中，对流层顶把动力过程缓慢的平流层与动力过程较快的对流层分隔开来；在海洋中，温跃层把变化缓慢的深海与变化迅速的上层海洋分隔开来。因此，从某种意义上说，对流层之对于大气，和混合层之对于海洋，角色非常相似。

大气对流层顶的高度，在低纬约为 15 ~ 17km，在高纬则小于 10km。与大气相反，海洋温跃层的厚度，在高纬深，在低纬浅。在热带海洋，温跃层是快过程和慢过程的明显分界线。在高纬海域，该分界线变得非常深，风生流受温跃层的影响较小，也不像热带那样强，能够向下扩展到大洋深处。同时，在高纬海域，受辐射冷却和盐析作用共同影响，表层海水密度增大，导致海水强对流的发生，或者说海水发生剧烈下沉。因此，对于大气和海洋各自的子系统来说，热带大气和高纬海洋的作用非常相似，都能够引起其子系统内表层和深层的强烈混合，且都是由重力不稳定这一物理机制引起的。那么，图 17.2(a)所示的海气相互作用区域，在整个全球气候系统中充当着什么样的角色呢?

海洋与大气通过耦合构成的相对稳定的、经向的全球尺度的相互作用系统，可简单用图 17.2b 表示。其中，箭头分别表示在大气和海洋中，位于赤道和极地之间的经向环流。形成这种经向环流的根本原因，是太阳辐射加热存在经向梯度。不过，在实际气候系统中，受地形和海

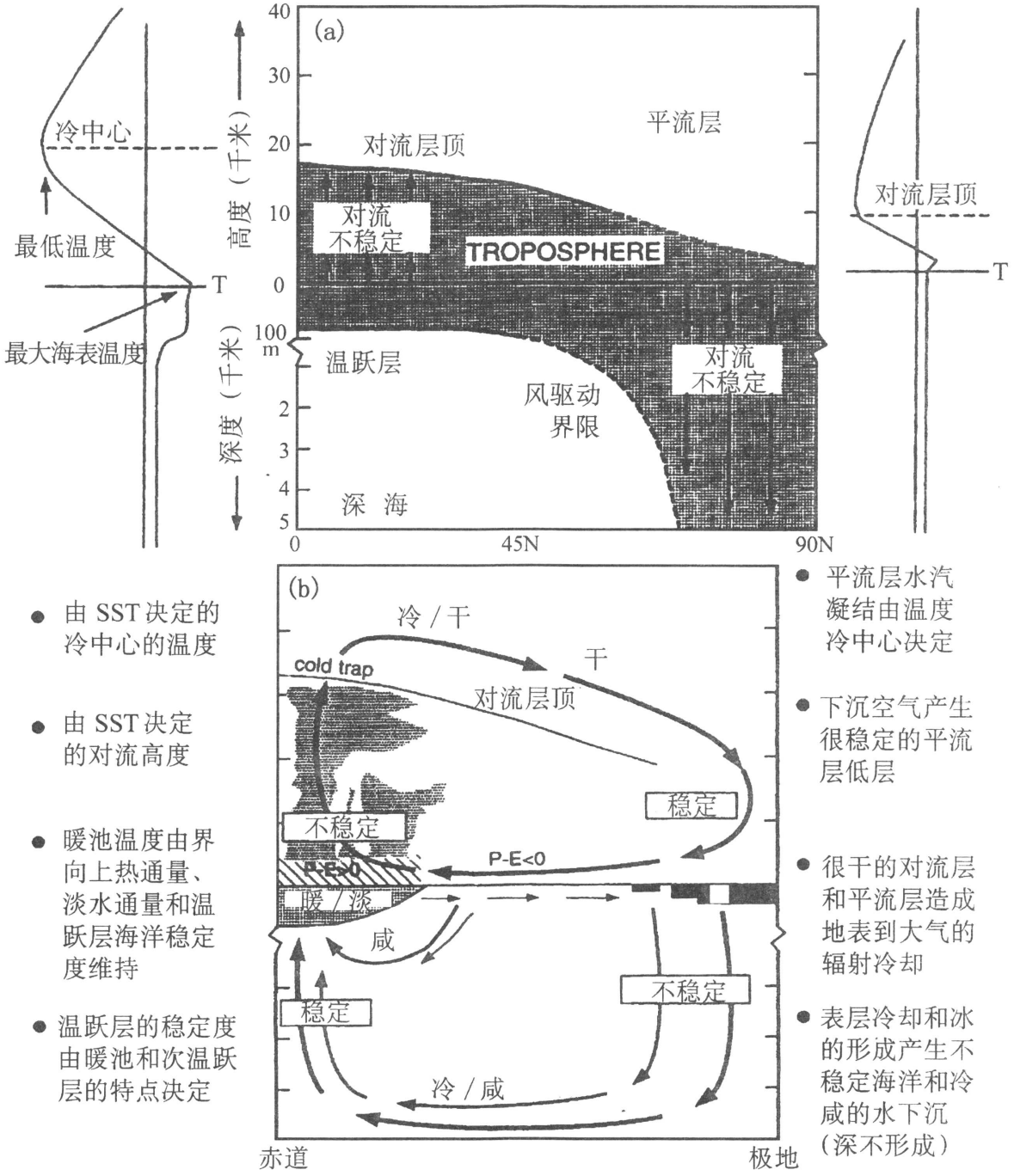


图 17.2　海气快速相互作用的区域(a)和全球气候系统的经向环流体系(b)示意图（引自 Webster,1994）

洋边界等的影响,海洋和大气各自的环流型,要远比图 17.2b 复杂得多。由图 17.2b 可见,在气候系统中,重要的对流过程主要发生在两处:热带大气(向上)和副极地海洋(向下)。热带大气对流的形成,是因为在非常暖的 SST 上空,湿气流上升造成重力不稳定;副极地海洋对流不稳定的形成,是因为冬季海表的强烈辐射冷却和海冰盐析作用,使得海水密度骤增,造成重力不稳定。

与热带大气和极地海洋的不稳定形成鲜明对比的是,热带海洋和极地大气相对稳定。热带海洋混合层非常稳定,因为冷水在暖水下面,形成的海洋层结重力稳定。同样,极地大气也很稳定,因为暖气团在冷空气上面,形成的大气层结同样重力稳定。暖 SST 和热带大气决定着中层大气的状态,与经向 Hadley 环流相联系;极地海洋混合层决定着深海水团的特征,与大洋热盐环流相联系。因此,从系统科学的观点来看,热盐环流的重要性在于,它和大气的经向环流系统(具体表现为著名的三圈环流)一起,共同构成了整个地球气候系统的经向环流体系。正因为热盐环流在气候系统中的重要作用,它被最新公布的、面向未来 21 世纪的大型国际合作研究计划“气候变率与可预报性研究”(CLIVAR)列为未来 15 年(2000 – 2015)的重要研究内容。

§17.3 热盐环流与气候系统水热平衡

众所周知,对于全球气候系统而言,热带存在辐射盈余,极地则存在辐射亏损,为保持整个系统的能量平衡,在低纬与高纬之间,必须存在强的经向能量输送。以前人们认为,这种输送作用主要通过大气过程来实现。现在研究表明,这种极向的热量输送,是由大气和海洋来共同完成的。大气和海洋热输送的途径不同。在海洋中,由于存在侧边界,极向热输送主要通过经向环流(包括位于风生涡旋下面的较浅的埃克曼环流和深层的热盐环流)。

海洋环流通过极向热输对气候系统产生重要影响。海洋环流把低纬的热量向高纬输送,在大约 50°N 附近,通过强烈的海气热交换,把大量的热量输送给大气,再由大气环流把能量向更高纬度输送。所以海洋经向热输送强度的变化,将对全球气候产生重要影响。研究表明,海洋的极向热输送约占海气耦合系统中极向热通量的 50%,峰值约为 1 ~ 4PW①。不过,其分布随纬度而不同:在 0° ~ 30°N 低纬地区,海洋输送的能量超过大气,极大值在 20°N 附近,海洋输送占 74%;在 30°N 以外的地区,大气输送的能量超过海洋,极大值在 50°N 附近。

---

① 1PW = 1petawatts = 10^{15}W

关于三个大洋的极向热输送分布情况，Trenberth[5]基于卫星资料和大气同化资料，针对 1988 年的情况，给出了一个比较客观的估计，其结果如图 17.3 所示。可见，在当前气候中，大西洋是主要的向高纬度的热输送器。大西洋区别于太平洋的特点在于，其极向热输送是非常一致的自南极向北极的，而太平洋的情况则是自赤道向两极输送。

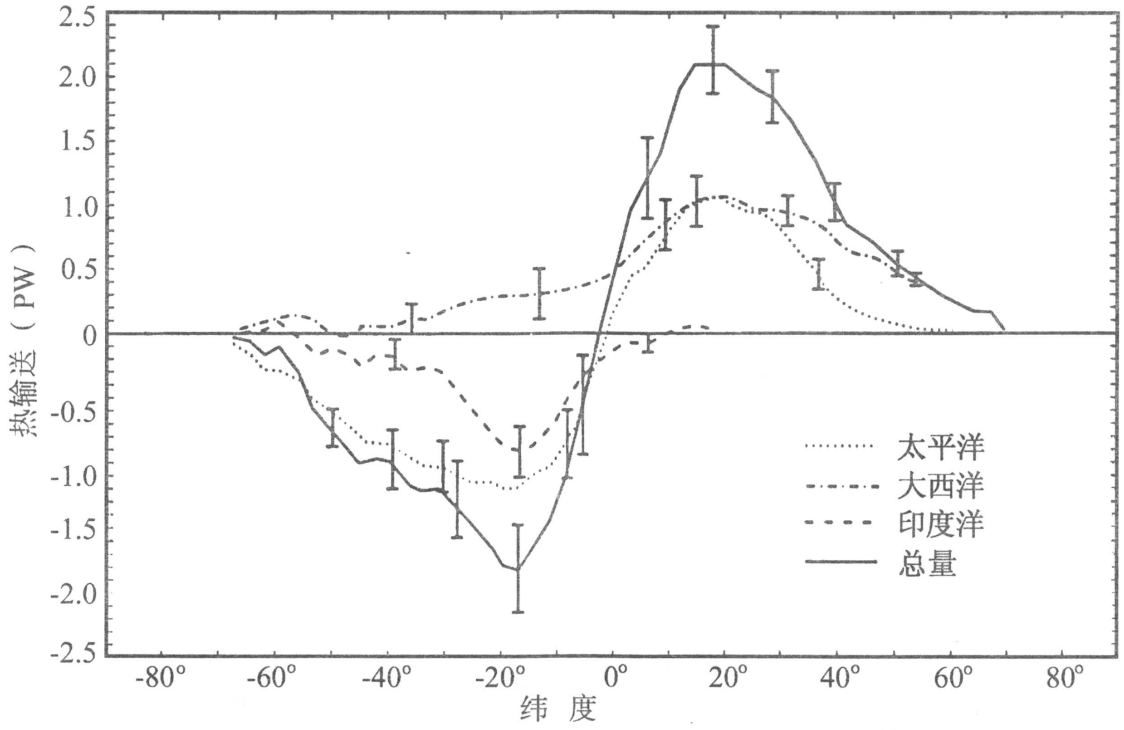


图 17.3　全球各大洋经向热量输送的实际估算结果(引自 Trenberth，1994)

从洋流的角度看，大西洋区别于其它大洋的一个显著特点，是其经向热盐环流的存在。根据估算，在 24° N 处，大西洋的热输送为 1.2PW，而该纬度上海洋的经向热输送总量为 2.0PW，大气的热输送总量为 3.0PW。在北大西洋，向高纬的热输送以及冬季的热释放，可以补充年日射的 25%，盛行西风带将这些热量带至相邻大陆，使得北欧气候温暖。举例来说，挪威的博德濒临大西洋(67°17′N，14°25′E)，其平均温度 1 月份为 - 2℃，7 月份为 14℃；而阿拉斯加的诺姆(64°30′N，147°52′W)，平均温度 1 月份为 - 15℃，7 月份为 10℃。这两地尽管大致处在同一纬度上，且都位于大陆的西翼，气候却相差很大，其原因就在于大西洋强烈的极向热输送作用的影响，由此可见海洋环流的极向热输送与高纬区域气候联系之紧密。

海洋环流还在全球各大洋间的水分平衡中发挥着非常重要的作

用。据研究[2],在大洋表面,全球海气间的水交换(即蒸发量减去降水量 E—P)具有以下特点:

①在热带的赤道辐合带(ITCZ)内降水大于蒸发;

②副热带有过量的蒸发,但南太平洋辐合带例外,在那里从赤道西太平洋向东南方向有一条净降水带延伸;

③沿着东北 – 西南方向,穿过北大西洋副热带涡旋 E – P 有减小的趋势,湾流区是主要的净蒸发区域;

④E-P 的水平梯度很大,例如在大西洋 30°W,5°N 处净降水大于 1m/yr,但向极地方向延伸 10 度,净蒸发超过 1.4m/yr;

⑤副极地纬度盛行的主要是降水,降水量在北太平洋要大于北大西洋;

⑥因为极区空气很冷,水汽容量很低,所以高纬水循环振幅减小,此时结冰、融化过程和海冰输送在水循环中发挥着重要作用。

另外,在北印度洋的阿拉伯海盛行蒸发,孟加拉湾盛行降水。其具体分布如图 17.4 所示。

中纬度有净蒸发、热带和高纬有净降水这一总体形势,意味着大洋

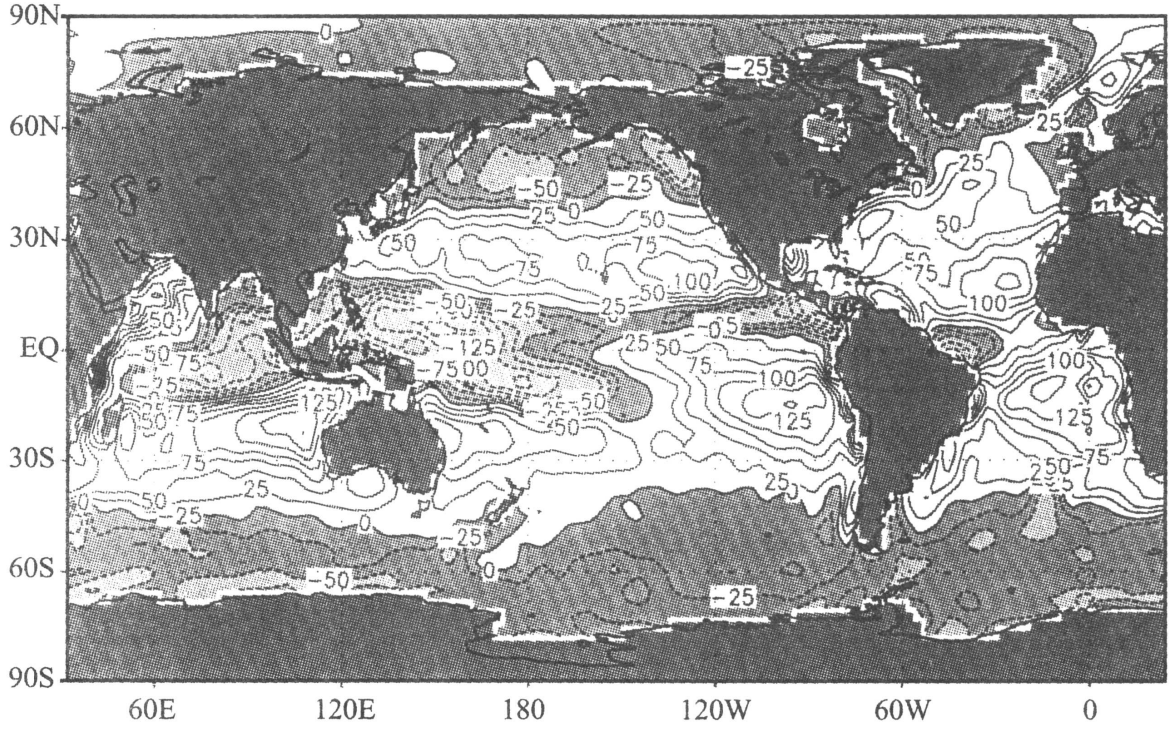


图 17.4 根据实际资料估算的全球大洋上的年平均蒸发与降水之差(引自周天军等,1999)
图中的阴影区表示年平均降水多于蒸发(单位:cm/yr)

中海盆间存在水输送，海洋输送水到蒸发区，同时从降水区带走水，从而避免局地海平面变化。Wijffels 等[6]根据白令海峡水输送的直接测量结果，假设穿过赤道太平洋的水通量为零，计算了每一纬度上的海洋水输送，发现太平洋得到的大部分水量（接近 1Sv①）是通过白令海峡输出的。当前全球大洋中，从太平洋到大西洋有淡水循环环，它是全球淡水收支中的一个关键分量。与大气中的水汽输送相比，海洋中的淡水通量大致补充了大气中的相应通量，经向河流输送要小一到两个量级，即海洋通过输送淡水闭合了地球系统的水循环。

根据对全球大气的跨洋盆水汽输送量的估计[7~9]，大西洋、太平洋等单个海盆得到或失去的水量相互间的差异很大，北太平洋特别是热带东太平洋有过量降水，大西洋主要是蒸发，太平洋、大西洋间的这种差异，一般认为是由穿过中美洲向西的水汽输送输送造成的，而从非洲到大西洋却缺乏相似的水汽输送。由于大西洋相对较窄，所以受大陆空气影响大，同时热带西太平洋也能得到来自印度洋的水汽，结果北太平洋比其它大洋特别是北大西洋要淡得多。副极地北大西洋的低温高盐特点，使得表层海水的密度骤增而下沉，这非常有利于热盐环流的形成。关于热盐环流的成因迄今仍是一个富有争议的问题，但副极地北大西洋的低温高盐特点，的确非常有利于当今大洋热盐环流输送带的维持的。

§17.4　热盐环流的数值模拟

以时间为序，关于大洋热盐环流的数值模拟研究，大致可以分为两个阶段：

利用概念模式进行理论性研究阶段（1960 年代至 1980 年代）：这一时期，受计算机发展水平的限制，人们应用一些高度简化的理论上的概念模式，包括最简单的理想的箱模式[10~12]和二维的纬向平均模式[13~18]，研究了热盐环流的稳定性、多平衡态现象以及存在的自维持的内部振荡。概念模式由于是高度简化的，因而存在很大的局限性，不

① $1Sv = 10^6 m^3/s$。

过由于其考虑的物理过程比较简单，有助于理解复杂的三维模式的结果，故仍是一研究海洋对气候变率影响的极为重要的工具[19~20]。

利用箱模式得到的最为重要的结果有二：首先，发现了大洋热盐环流的多平衡态现象；其次，发现热盐环流存在自维持的内部振荡。箱模式的优点在于比较简单，物理内涵清楚，允许对热、盐表面强迫在驱动大洋热盐环流中的作用进行定量分析。其局限性在于：首先，热盐环流完全由净经向的表面密度梯度驱动，难以描述东—西向压力梯度、地转适应等在驱动热盐环流中的作用；其次，大多缺少风生环流；第三，平流过程描述的较差；第四，利用的都是线性化的状态方程，而实际的状态方程是非线性的；最后，难以正确地模拟热盐环流的细节。

利用纬向平均模式得到的结果主要有二：首先，热盐环流的稳定性对于高纬度海表盐度的变化极为敏感；其次，热盐环流有多于一种的平衡态存在，这些平衡态之间的相互转换，可以通过真实的有限振幅的淡水扰动来触发。

纬向平均模式的优点在于：首先，计算花费不大，便于进行长期气候模拟；其次，模式比较简单，便于进行各种必要的参数敏感性研究（这些研究利用非线性三维模式很难进行）；第三，能够进行模式敏感性的解析分析；第四，较之箱模式能够提供热盐环流的更为复杂的特征，增进对热量、淡水通量强迫作用的理解。其缺点在于：首先，未考虑水平风生涡旋，缺乏基本平流过程，难以解释模拟中发现的海洋气候变率；其次，速度场完全是诊断场；第三，引起学术界极大兴趣的年代际内部变率，由于完全是一种三维现象，不可能在纬向平均模式中得到合理反映。

利用三维非耦合大洋环流模式（OGCM）和海气耦合模式进行模拟研究（80 年代以来）：世界上最早的 OGCM 可以追溯到 60 年代末[21]，但 OGCM 的蓬勃发展还是始自 80 年代以来。随着人们对海洋在全球气候系统中的重要性的重视，别是近年来新一代高性能计算机的出现，使得人们能够进行复杂的三维模拟乃至耦合的大气—海洋模拟，以研究历史及当前的气候变化。目前世界各国已先后建立起三维原始方程大洋环流模式（包括理想海洋形状的箱 OGCM 和海陆分布、海底地形接近真实的全球 OGCM），在此基础上，发展了原始方程的海气耦合模

式(将大气环流模式与大洋环流模式相耦合)。

目前应用较广的全球 OGCM 主要有:Bryan-Cox-Semtner 原始方程 OGCM[21~23],它是目前应用最为广泛的完全预报 OGCM;二是 Maier-Reimer 模式[24]。中科院大气物理研究所"大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室"(LASG)也建立起自己的大洋环流模式[25]。对于定量评估和预测潜在气候变化、研究海洋在气候变率中的作用来说,耦合模式是目前最为理想的工具。

目前,利用 OGCM 得到的结果主要有:首先,比较成功地模拟出当前的海洋气候,特别是当代全球大洋热盐环流;其次,研究了热盐环流的多平衡态现象,发现热盐环流的稳定性对于高纬度海表淡水通量的变化是极为敏感的,淡水通量的变化能够引起海表盐度改变,从而触发热盐环流不同平衡态之间的转换;第三,研究了热盐环流的内部变率(包括年代际变率、百年时间尺度和千年尺度的变率),探讨了引起年代际变率的物理机制。利用海气耦合模式,也进一步验证了热盐环流的多平衡态现象和年代际变率的存在。

三维的大洋环流模式和海气耦合模式代表着今后发展的主流方向,具备模拟当今海洋气候的能力。England[26]第一次在 OGCM 中真实再现全球大洋水团,它成功地模拟出大尺度热盐环流以及典型的南极底水(AABW)、北大西洋深水(NADW)、南极中水和北太平洋中水(England,1993)。张学洪等(1996)、Maier-Reimer 等(1993)、Weaver 等(1996)、Jin 等(1999)也分别模拟极为真实的大洋水团,其中 Jin 等[27]设计的 LASG 三十层海洋环流模式的结果如图 17.5 所示。

关于热盐环流稳定性的模拟,集中在大洋热盐环流的多平衡态现象。所谓多平衡态,即大洋环流的不同状态,它之所以引起人们重视,是因为不同的环流型下,与热盐环流相联系的热输送将改变方向,从而对全球气候产生重要影响。热盐环流的多平衡态现象最早是在 Stommel[10]理想箱模式中发现的,随后许多学者利用一系列繁简不一的箱模式对其进行了进一步的验证,例如 Welander[11]在其箱模式中得到了九种平衡态,其中四种是稳定的;Marotzke 在其双海盆箱模式中得到 16 种稳定平衡态。

关于多平衡态之间的相互转换,Marotzke 等[12]发现通过在盐度上

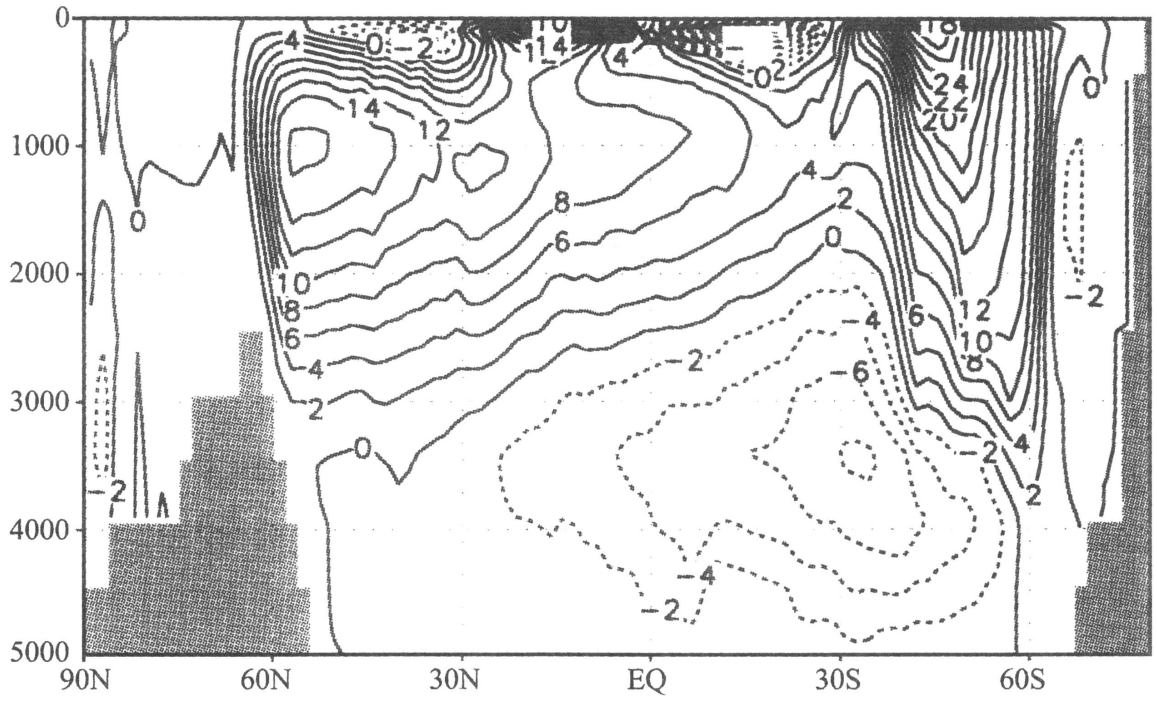


图 17.5 LASG 30 层海洋环流模式模拟的全球纬圈平均经向流函数(引自 Jin 等,1999)
图中正值表示沿逆时针方向流动,负值表示沿顺时针方向流动(单位:10^6 m^3/s)

加一有限振幅的扰动,可以引起系统中四种平衡态间的波型转换;Nakamura 等[28]利用一箱模式发现淡水通量的变化是引起不稳定反馈的主要因素。Birchfield[29]利用太阳常数和外部水循环强迫一单半球三箱模式,发现水汽输送是触发平衡态转换的重要因素,当从低纬向高纬的淡水输送量改变时,热盐环流型将发生极大变化。

纬向平均模式的发展,进一步增进了人们对热盐环流多平衡态的认识。Marotzke 等[13]利用纬向平均模式研究了多平衡态之间的转换,发现在高纬海表盐度场加上一正距平扰动,双核环流将向非对称的一核环流缓慢演变,而如果在高纬海表盐度场加上一负距平扰动,快速对流反馈开始,引起经向环流突变,双核环流形势突然转向一核环流。

Stocker 和 Wright[14]利用纬向平均模式,研究了最后一次冰川消退对全球热盐环流输送带稳定性的影响。结果发现,淡水通量距平的叠加,能够使得稳定的输送带型平衡态(当前海洋的状态)向另一种平衡态反弹,在该平衡态中深水沉降仅发生在南大洋。该结果具有极为重要的气候上的启示,它意味着在目前的强迫下,大洋热盐环流有多于一种的平衡态存在,而且这些平衡态之间的过渡与转换,可以通过真实的、有限振幅的淡水扰动来触发。

Fichefet 等[16]利用二维模式验证了大西洋热盐环流对北大西洋 40°N 以北或南大洋 40°S 以南盐度变化的敏感性。结果表明大西洋翻转环流的强度是由深对流发生海域之间的密度差异决定的。在北部盐度减少 0.4psu 或南部增加同等量的盐度，将引起热盐环流明显减弱，南极底水(AABW)向北部契入的更远；在北部盐度增加 0.4psu 或南部减少同量的盐度将使得翻转环流加强。

热盐环流的多平衡态现象，最早由于仅在高度简化的理想概念模式中发现，因而并未引起学术界的高度重视，这种情况一直延续到三维 OGCM 中发现多平衡态现象。Bryan[30]利用箱-OGCM，通过分别在南半球加上 1psu 负盐度距平、2psu 盐度正距平，得到两种非常不同的平衡态，第一次证明在双半球三维 OGCM 中热盐环流存在多平衡态。其结果表明，对于海表盐分收支，小的有限振幅的扰动能够引起对地球气候具有重要启示的平衡态转换。因为热盐环流对于经向热、盐输送极为重要，从一种平衡态向另一种平衡态转换，将引起极向热输送的极大变化，这些热量最终将释放到海洋上面的大气中。海洋向大气热释放量的巨大变化，将对全球气候产生重要影响。

Marotzke 等[20]发现在关于赤道对称的表面强迫作用下，其双半球箱-OGCM 中存在四种平衡态：北部沉降型，在北大西洋和北太平洋都有深水形成；南部沉降型，仅在南大洋有深水形成；传送带型，深水仅在北大西洋形成，在北太平洋有上翻；反传送带型中，深水仅在北太平洋形成，在北大西洋有上翻发生。Hughes 等[31]在箱-OGCM 中增加一海底山脊，以允许有非对称的海盆、非对称的强迫，结果发现多平衡态现象，北大西洋深水(NADW)总位于南极底水(AADW)之上，此外还发现没有 NADW 沉降的平衡态和南部沉降平衡态的多种形式，但北太平洋深水(NPDW)沉降从未发生过。

在全球范围的、采用真实海陆轮廓和海底地形的全球 OGCM 中，尽管 NADW 的形成要比箱-OGCM 中稳定，但前面提到的多平衡态现象也都出现了。研究还发现北大西洋淡水通量的变化能够引起热盐环流强度发生变化，例如 Maier-Reimer 等[32]发现在其非耦合的全球 OGCM 中，流入大西洋的净淡水量的一较小扰动，使得那里的热盐环流彻底崩溃。Cai(1995)发现在北大西洋高纬海域加上一淡水扰动将对

热盐环流的强度产生明显影响，NADW 消失了，若将全球水循环增强30%，则 NADW 的强度降低一半。

利用海气耦合模式，人们进一步增进了对热盐环流多平衡态现象的认识。一般认为最后一次冰期结束时在北大西洋发现的快速气候振荡是由热盐环流的启动或关闭引起的，但是根据近期的地球化学资料，热盐环流是在暖、深型和冷、浅型平衡态之间转换的。Rahmstorf[33,34] (1994)将 GFDL 的 OGCM 与 EBM 耦合，成功地模拟出这种机制，它是由淡水扰动触发北大西洋的对流发生调整引起的，使北大西洋 SST 在不到 10 年内就降低 5℃，在冷期 NADW 的形成率和暖期是一样的，但是 NADW 只下沉至中层，而 AABW 则一直向北延伸充满整个深层大西洋；热盐环流在快速减弱之后很快复原，得到一有浅对流和冷的表层水的平衡态。由于海气耦合系统的高度非线性特征，输入北大西洋的淡水量的适度变化，将使得北大西洋热盐环流的平衡态发生转换，引起区域气候发生剧烈变化。由于局地淡水通量的变化能够触发对流不稳定，所以当前水循环很小的扰动就可能使全球温度在数年间变化若干度。

完全耦合的大气-海洋模式有助于提高我们对热盐环流的稳定性和变率性质以及作为一个整体对气候系统影响的理解。Manabe 等[35] 利用完全耦合的大气-海洋-海冰模式，发现在气-海-冰气候系统中，热盐环流存在多平衡态：传送带型和南部沉降型。传送带型平衡态在北大西洋有深水形成，NADW 位于 AABW 上面，北大西洋北部海表是暖而咸的；南部沉降型平衡态中没有 NADW 形成，高纬海表是冷而淡的，存在一强盐跃层。格陵兰冰芯中的温度记录表明，在冰期和后冰期，北大西洋气候常发生大的突然的变化，一个明显的例子即新仙女木冷期，据推测这是由于大陆冰盖融化向大西洋大量排放淡水使得那里的热盐环流发生快速变化引起的，因此，Manabe 等认为海洋的南部沉降型平衡态和新仙女木期的海洋状态非常相似。

Manabe 等积分其海气耦合模式 1000 年达到平衡后，连续 10 年在大西洋 50° ~ 70°N 的纬带范围内均匀地加上 1Sv 的表面淡水通量(据估计新仙女木冷期前的淡水排放峰值大约为 0.44Sv，但总量要大于 1Sv)，后继续积分 300 年，发现北大西洋热盐环流经历了突然变弱、再

加强、减弱、逐渐恢复四个阶段，该过程在海表盐度、温度及热盐环流强度的时间序列上表现得都非常清楚，该响应和冰芯及深海岩芯中记录的海气系统的突变非常相似[36]。古海洋资料表明在新仙女木冷期，不仅深水形成显著减少，而且上层海洋向下的通风率也减少，因此弱而浅的热盐环流和正常热盐环流之间的转换，可能较之南部沉降型平衡态更能反映新仙女木冷期热盐环流的变化。

关于大洋环流的内部变率（即自然气候变率），研究发现，大洋热盐环流存在着时间尺度从数十年到上千年的自然变率。千年尺度的变率可能与海洋内部的扩散过程相联系，表现为“极地盐跃层突变”现象（即近极地海域盐跃层强度突然增强并扩展的现象）和“冲刷”现象（即海洋层结发生强烈翻转、在短时间内释放出大量热量的现象）；百年尺度的变率与热盐环流强度的变化相联系；年代际变率是海洋内部自持续的振荡（周天军、王绍武等，1998）。

Welander[37]利用其垂直双箱模式，最早揭示了大洋内部变率的存在，在一定参数系下，其系统有一振荡解，即著名的“Welander 热盐振子”。随后，自然变率的存在进一步在纬向平均模式中得到验证。Mysak[38]发现在自由强迫下（在淡水通量上加上一小振幅的随机扰动），单海盆二维模式中，有百年尺度的振荡（周期界于 200～300 年间）叠加在一基本的一核环流形势（南部沉降型或北部沉降型）上面，其机制为大尺度的 SSS 距平平流造成的。Weaver 等[39]还发现平衡态间存在千年尺度的振荡。OGCM 的发展，使我们对热盐环流自然变率的认识，得到了进一步的提高。Marotzke 等[40]首先在没有风应力的单半球箱-OGCM 中发现极地盐跃突变现象和冲刷现象，但是如果考虑了风强迫，则不存在冲刷。而 Weaver 等[39]发现即使包含了风强迫，冲刷也能够发生。在双半球试验中，冲刷现象也存在，但强度要弱一些。对此，Weaver 指出冲刷的存在是和淡水通量相对于热量强迫的相对重要性、风强迫较之高纬度淡化的相对强度相联系的。

Power 等[41]证实在具有真实地形的全球 OGCM 中，也能够发生极地盐跃突变现象，但具体依赖于与大气热力耦合的强度，比较热力耦合很强与相对较弱时的结果，发现后者热盐环流要更稳定一些。Mikolajewicz 等[42]首先在全球 OGCM 中发现了主导性周期为 320 年的内部

变率。该变率是由大西洋大尺度 SSS 平流输送造成的，具体表现为盐度距平沿着大西洋涡旋运动。Weaver 等[39]采用热力控制方案，即海表淡水通量强迫场很弱，在驱动热盐环流中仅发挥较小的作用，发现在随机强迫下热盐环流变率具有百年时间尺度。

关于年代际变率的模拟研究，Weaver 等[43]首先在 OGCM 中发现了年代际内部变率，它使得热盐环流以 10 年时间尺度加强或削弱，发生振荡期间极向热输送变化非常大。如果在真实海洋中，这种内部变率的确存在，那么无疑它将对全球气候产生深远影响。海表强迫不是定常的，除了季节循环，海气之间以较小的时空尺度持续地相互作用，Weaver 和 Marotzke 等[39]把其考虑为背景强迫场的随机扰动，结果发现当在淡水强迫场上加上随机扰动时，内部的年代际变率依然存在。

海洋内部的年代际变率不局限在单半球的箱-OGCM 中。Weaver 和 Sarachik[43]指出，在有关于赤道对称的强迫作用的双半球海洋，年代际变率可以发生在任一半球，而不依赖于另一半球。Hughes 和 Weaver[31]在其双海盆试验中，或是在北大西洋、或是在南大洋都发现了年代际变率，具体地依赖于所采用的淡水通量强迫场情况。

以上研究所用箱-OGCM 的海盆形状都是高度理想化的。Weaver 和 Aura 等[44]在一海盆形状相对真实的北大西洋模式中发现，当没有淡水直接流入拉布拉多海时，整个积分过程中，内部自持续的 22 年周期的变率始终存在，变率主要位于北大西洋西部，特别是拉布拉多海，该振荡可用来解释在格陵兰冰芯资料中发现的周期为 20 年的变率。Moore 和 Reason 等[45]利用海陆分布和海底地形高度真实的 OGCM 发现，海表强迫的变化，使得热盐环流的强度发生较大变化，但两种平衡态之间的转换非常平稳，没有激发出明显的振荡；如果模式采用平板地形，则北大西洋能够激发出年代际振荡。Weisse 和 Mikolajewicz 等[46]在其三维全球 OGCM 中，发现北大西洋的拉布拉多海也存在着 10～40 年周期的变率。

真实海洋中的变率，各种时间尺度可能是同时存在的，热盐环流在相对较强和较弱的状态之间发生转换，期间年代际变率叠加在上面。这意味着年代际到百年尺度的气候变率的源，可能在于海洋热盐环流所固有的动力特性。Zhou 和 Zhang 等[9]的研究表明，对应于不同的海

表强迫，热盐环流表现出不同的变率特征，因此，对于利用 OGCM 客观再现实际的海洋变率，海表大气强迫的参数化方案无疑是非常重要的。

关于引起年代际变率的机制，Weave 和 Sarachik 等[43]指出年代际变率是和中纬到高纬海域存在净蒸发区相联系的（即蒸发大于降水，淡水通量 E-P 为正值），淡水通量强迫场的经向梯度必须足够强，这样系统才能处于盐份控制型，从而发生年代际变率。年代际振荡的存在依赖于三个条件：一是所用的 E-P（蒸发减去降水）场在北大西洋中部必须有净蒸发区域存在；二是该净蒸发海域北部必须进一步变淡；三是系统必须是处于盐份控制型。

Chen 和 Ghil[47]发现若北大西洋在高纬有净蒸发存在，则有百年到年代际振荡发生；高纬有净蒸发的盐通量，和使高纬有净冷却的热通量在效果上是一样的，它们都使得模式出现年代际振荡；而如果高纬有净降水，则出现百年、数十年/年代际振荡。年代际变率发生在高纬，其机制是北部高纬海域表层水密度的变化；数十年/年代际变率主要发生在中纬，是由盐度强迫对热力强迫的强烈制动效应使得深水变暖造成的。分析表明，北部高纬海域净密度增加导致的是单纯的年代际变率（周期为 20 ~ 50 年），而 Weaver 的盐份控制型和高纬海域强烈变淡的情形一致，引起的是数十年/年代际变率（优势周期稍大于 10 年），在完全海气耦合模式中可能只存在前一种变率。这两种变率可以解释在全球平均表面空气温度中发现的 25 ~ 27 年周期的变率、在英国中部发现的 14 ~ 16 年周期的气候变率。

年代际变率在海气耦合模式中得到进一步验证。Delworth 和 Manabe 等[48]利用 GFDL 的耦合大气-冰-海洋模式，研究了北大西洋热盐环流（以及高纬海-气-冰系统）的年代际变率问题，发现在洋流下沉区（大约 52°N ~ 72°N）海水密度距平的驱动下，热盐环流强度在年代际尺度上变化很大，有 50 ~ 60 年左右的周期。模式 SST 的空间分布随热盐环流强度扰动而发生的变化，和观测 SST 的年代际变化分布情况极为相似。这表明如果没有像温室气体变化这样的外强迫，耦合的海洋-大气系统自身也存在年代际变率，所以要从人类活动引起的气候变率中区分出自然变率是很困难的，因为其时间尺度相同。

周天军等[2]、Zhou 和 Zhang 等[9]利用中国科学院大气科学与地球

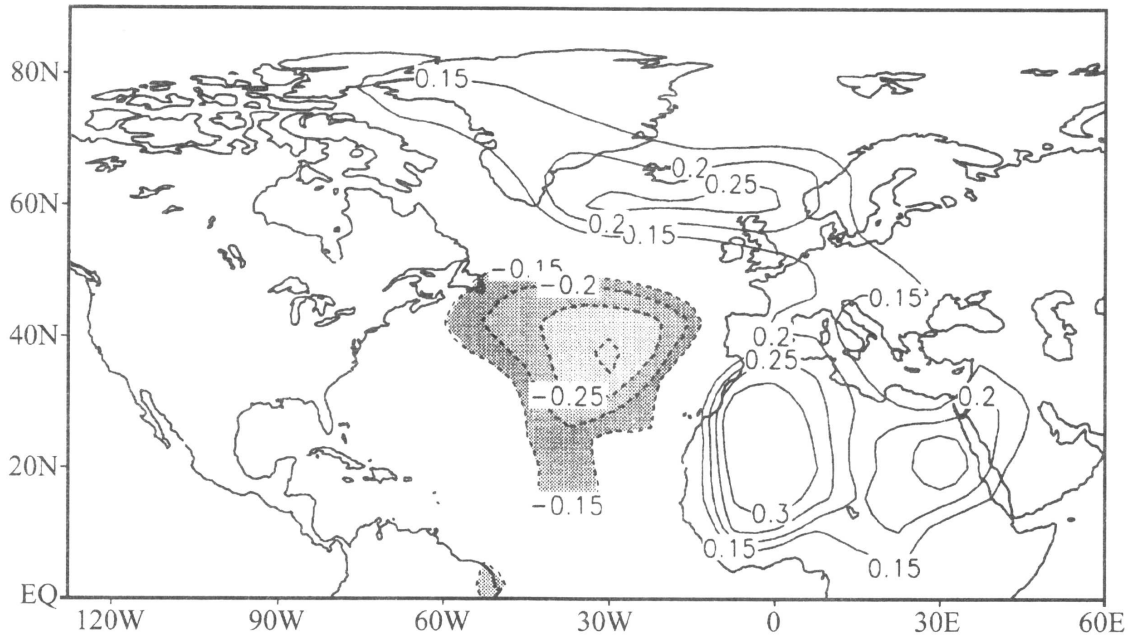


图 17.6 LASG GOALS 模拟的北大西洋热盐环流强度指数序列与海平面气压的相关系数分布（引自周天军，1999[2]）

流体力学国家重点实验室（LASG）的海陆气耦合系统模式 GOALS 发现，北大西洋热盐环流存在着显著的年代际尺度振荡，主要周期为 22 年左右，并且热盐环流的强度，与北大西洋涛动（NAO）强度成显著的负相关。这是一个非常重要的结论，不仅是由于 NAO 与北大西洋地区气候变化之间的密切联系，更为重要的是，根据 Hurrel（1996）的研究，NAO 可以解释北半球表层气温变化的 34%，且全球变暖可能通过 NAO 活动的加强而得到体现，这使得探讨热盐环流与 NAO 活动、NAO 与全球气候变率间的关系，具有深远的科学意义。

§17.5 热盐环流与气候变率

近年来，数十年/年代际气候变率引起学术界广泛注意。由于年代际变率和观测到的、一般认为是由温室效应引起的气候变率的时间尺度相同，因而倍受关注。观测发现，登陆美国海岸的强飓风、北大西洋海表温度距平等，都表现出数十年/年代际时间尺度的变率。研究发现，年代际气候变率的源可能是热盐环流的内部振荡。实际观测也发现热盐环流的确存在着明显的年代际变率，北大西洋深层水 NADW 的形成特征[49~50]、北大西洋的温度、盐度特征及环流特征等都存在着明

显的年代际变率[51]。最近引起学术界广泛关注的“大盐度距平”事件(GSA)进一步表现出热盐环流的年代际变率特征[52]。据观测资料发现,1968～1982年间,北大西洋副极地涡旋的上层,发生了大范围的海水变淡现象。该变化开始发生在拉布拉多海,随后淡水距平被副极地涡旋平流传播,期间侧向和垂直混合缓慢地对侵蚀掉这一淡水距平。淡水帽阻止了强海水深对流的发生,使得淡水距平维持达10年之久,期间NADW强度减弱。对年代际变率已经在第十六章介绍了,这里不再重复。本节着重讨论THC与千年尺度气候变率的问题。近来对千年尺度气候变率的研究有了突破性的进展。从70年代提出气候突变,其典型的例子即新仙女木事件(Younger Dryas),以下简称YD[53]。80年代发现海因里希事件[54]。90年代提出Dansgaard/Oeschger循环(D/O循环)[55]。有了大量的观测记录事实,90年代后期人们又把THC变化与千年尺度气候变率联系起来。提出南北极偶极子[56],使THC成为千年尺度气候变化中的一个重要机制。

YD事件大约发生于11000～10000年BP。最后冰期以后大冰盖逐渐后退,冰盖融化后新露出的陆地上逐渐形成土壤,先形成的冻土苔原和干草原被矮灌木丛草原代替,有的地区出现了松、桦、杨树林。气候恶化使得大陆冰盖再次向前推进、雪线降低、再次出现裸地荒漠或苔原。仙女木(Dryas octopetala)就是一种有代表性的苔原植被。所以被用来命名这个气候恶化事件。由于有人认为在11000～10000年BP之前还有一些类似的气候恶化事件,有的命名为老仙女木(12000～11800年BP),或最老仙女木(～13000年BP),所以最后一次,大约也是最强烈的1次被称新仙女木。YD的降温幅度5～7℃。不过一般降温幅度要低于事件后期的升温幅度。这是由于YD是从冰期到间冰期回暖过程中的一次气候恶化事件。上面所列的证据主要为环绕北大西洋地区。但是在西太平洋日本海、东海、南海和苏禄海域的岩芯有孔虫种群变化及$\delta^{18}O$分析都明显地反映出YD事件,这时海温下降,海平面上升减缓,海水盐度增加。巴巴多斯及巴布新几内亚珊瑚剖面、秘鲁的冰芯、新西兰的山地冰川也有YD的迹象。不过可能南极却没有YD,而是在YD之前温度有所下降。北大西洋大部分地区出现YD时,南极气温处于上升阶段其原因可能就是热盐环流的影响。

Heinrich 在 1988 年[54]指出，在北大西洋深海沉积物中保存着若干层陆源浮冰碎硝(IRD)层，这意味着末次冰期内曾发生过多次冰山向海里倾泻的事件。但当时并没有引起学术界注意，直到 Bond 等[14]在北大西洋其它钻孔中也发现类似沉积，并揭示出这时伴随有海面温度和盐度的降低，才受到广泛的重视，并且命名为海因里希事件(H 事件)。H 事件与一般的冰阶(stadial)不同，温度更低持续时间更长。因此可能达到了使冰盖增长的限度，造成稳定性增长。它反映了冰盖变化对大气与海洋的影响。大约在 7 万年中发生了 6 次 H 事件。其间隔平均约为 1 万年，这是末次冰期中的冷期。所谓末次冰期极大期(LGM)即与 H2 接近。H 事件与 YD 事件的不同是后者发生于冰期间冰期过渡时期，而 H 事件发生于冰期中。H 事件中劳伦泰冰盖及斯堪的纳维亚冰盖向北大西洋排放大量的 IRD，在 40° ~ 55°N 范围内形成一个 IRD 带，冷水团向南，可达葡萄牙。地中海的水温可能低 5 ~ 8℃，法国的湖泊沉积也说明当时气温低，木本植物减少。在亚洲中部中国的黄土磁化率下降，黄土颗粒增大。陆上风力强而干旱严重。西北太平洋及白令海 IRD 增加，北美太平洋沿岸则山岳冰川前进，北美东部佛罗里达孢粉分析也反映 H 事件时冷。西北非海域用烯烃重建的 SST 说明，H 事件时温度低 2 ~ 4℃。印度洋孟加拉湾沉积表明 H 事件时干旱。南半球也有 H 事件的迹象，至少智利与新西兰的冰川有反映。不过至今尚未在南极观测到 H 事件。

20 世纪 90 年代初期环境研究中的一个重要发现就是 25 万年格陵兰冰芯中发现 1000 年、1450 年及 3000 年的循环[55]，循环中交替出现的相对暖期与冷期被称作间冰阶与冰阶(interstadials, stadials)。长期的寒冷期即强冰阶就是上一节谈到的 H 事件。这种循环是以作者的名字命名的。

不仅格陵兰冰盖、北大西洋沉积有大量 D/O 循环的记录。在北太平洋东部圣巴巴腊湾沉积在间冰阶成层，这是因为底水缺氧。在氧同位素 2 ~ 4 阶段共出现 17 个间冰阶与格陵兰冰芯 $\delta^{18}O$ 有很好的一致。就在附近加州湖泊沉积的有机炭与磁导率也反映出 D/O 循环，根据有孔虫 $\delta^{18}O$ 重建的赤道大西洋海表温度也发现 > 2000 年的循环，温度变化幅度达到 2 ~ 3℃。近来的研究表明印度季风区与大西洋间冰阶 1 ~

18 有很大的一致。间冰阶时夏季风强，H 事件时夏季风弱，因而干旱。阿拉伯深海沉积的 $CaCO_3$ 浓度及磁导率也很清楚地显示出 D/O 循环。

总之在北半球热带地区均发现了 D/O 循环。南大西洋及南极也有 D/O 循环，但似乎并不与北半球同时。有迹象说明，南半球的循环超前北半球 1500 年，南极的间冰阶开始的早。另外南半球的温度曲线更为平滑，D/O 循环振幅小。北半球则振幅稍大，但最明显的还是在北大西洋、格陵兰，温度曲线呈锯齿状。近来的研究把 CO_2、CH_4 的千年尺度变化也联系在一起，特别是提出 THC 可能是南北极反位相原因有重要意义[56]。

D/O 循环可能是融水变化激发而形成，是一种对某种过程响应的自由振荡。90 年代中后期以来不少作者认为是对 THC 变化的响应。现在看到的是冰期中十分明显。但是有证据说明在末次间冰期也有 D/O 循环。所以，也不能完全认为是冰盖强迫形成的。另外，D/O 循环并不是在间冰期最暖时或冰期最冷时振幅最大，而是在中间阶段，即轨道要素与 CO_2 均有激烈的变化时振幅最大。这说明在两种状态之间时容易发生振荡。系统的稳定性对强迫因子的变率很敏感。

Alley 等[57]指出，北大西洋 THC 有 3 种模态(表 17.2)。

表 17.2　北大西洋深水的 3 种模态

	第 1 模态	第 2 模态	第 3 模态
深水基本特征	北海与北大西洋同时有深水形成	北海深水形成停止 北大西洋深水及中间水形成强	北海及北大西洋深水及中间水形成大为减弱 温盐环流关闭
Imbrie et al.，1993 Sarnthein et al. 1994 Stocker，1998 Aiiey and Clark，1999	双泵海洋 全新世或间冰期 IG 模 现代模	单泵海洋 冰期模 IL 模 冰期模	无泵海洋 融水模 O 模 哈因里希模，(H)模
气候特征	北大西洋暖	冰阶或 D/O 循环的冷期	哈因里希事件

第 1 种模态：在北海及北大西洋同时有深海形成。好象有两个深海泵。所以称双泵模态，与之对应的气候特征是全新世或间冰期。这时 THC 强，由上层传送大量暖水到北大西洋，所以北大西洋暖，也有人称为现代模态。

第 2 种模态：北海的深水形成停止，但是在北海以南的北大西洋，仍有深水及中层水形成。所以也称为单泵模态或冰期模态。相当于冰阶或 D/O 循环的冷期。

第3种模态:在北海及北大西洋及中层水形成大为减弱。相当H事件这时THC关闭,或近于关闭。这种模态发生在有大量融冰水形成时。由于THC减弱或关闭,南半球大洋的深海流通(Ventilation)增强。所以造成北冷南暖的格陵兰与南极之间的翘翘板式变化[56]。人们用这个机制来解释新仙女木事件及小冰期,南北两极的气候差异。据分析在24个D/O循环中凡过程长的两个半球是一致的,过程短的则不一致。

但是究竟在北大西洋注入淡水是否能改变THC? Manabe与Stauffer[58]近来作了一个很有意义的数值实验。在第1个实验中在北大西洋的高纬连续500年注入淡水,发现确实THC减弱。这时北大西洋及其邻近地区气温下降。在第500年终止淡水输入,THC逐步恢复,几百年之后复原。第2个实验中淡水注入没有设置在高纬而是在副热带,引起的THC的变化就小得多。当然,这个研究还是初步的,还要进一步模拟;THC改变如何形成两极的翘翘板式的气候变化,研究THC在冰期、间冰期气候振荡中的作用,特别是气候突变中的作用[59~60]。全球气候变暖与THC的关系也是一个重要问题。这些均有待于模拟研究及古气候诊断研究来深入探讨。不过,热盐环流在气候变化中的作用,显然会成为未来气候学与海洋学的一个研究热点。

参 考 文 献

[1] Birchfield G. E., A coupled ocean – atmosphere climate model: temperature versus salinity effects on the thermohaline circulation, *Clim. Dyn.*, **4**: 57 – 71, 1989.

[2] Birchfield G. E., Wang H., Wyant W., A bimodal climate response controlled by water transport in a coupled ocean-atmosphere box model, *Paleoceanogr*, **5**: 383 – 395, 1990.

[3] Boyle E. A., Keigwin L., North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature, *Nature*, **330**: 35 – 40, 1987.

[4] Broecker W. S., What drives glacial cycles? Scientific American, 1990, 262: 49 – 56Broecker W. S., Peteet D. M., and Rind D., Does the ocean – atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**(2): 21 – 26, 1985.

[5] Broecker W. S., The great ocean conveyor, Oceanography, 1991, 4(2): 79 –

89Bryan K., A numerical method for the study of of the circulation of the world ocean, Journal of *Computational Physics*, **4**:347 – 376,1969.

[6] Bryan K. Climate and the ocean circulation: III. The ocean model, *Mon. Wea. Rev.*, **97** (11): 806 – 827,1969.

[7] Bryan F, Seasonal variation of the global water balance based on aerological data, *J. Geophys. Res.*, **89**(D7): 11, 717 – 11,730,1984.

[8] Bryan F., High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulation. Nature.,323.25: 301 – 304,1986.

[7] Cai W., Global present – day ocean climate and its stability under various surface thermohaline forcing conditions derived from Levitus climatology, *Progress in Oceanography*, **36**: 219 – 247,1995.

[8] Cox M. D., An idealized model of the world ocean,Part I:The global – scale water masses, *Journal of Physical Oceanography*, **19**: 1730 – 1753,1989.

[9] Chen F., and Ghil M., Interdecadal variability of the thermohaline circulation and high – latitude surface fluxes. *Journal of Physical Oceanography*. **25**: 2547 – 2568,1995.

[10] Dansgaard W., White J. W. C., Johnsen S. J., The abrupt termination of the younger dryas climate event, *Nature*, **339**:532 – 534,1989.

[11] Delworth T., Manabe S. and Stouffer R. J., Interdecadal Variations of the Thermohaline Circulation in a Coupled Ocean – Atmosphere Model, *J. Clim.*, **6** (11):1993 – 2011,1993.

[12] Dickson R. R., Meincke J., Malmberg S. A., Lee A. J., "Great Salinity Anomaly"in the Northern North Atlantic,1968 – 1982,Progress in Oceanography, 1988,20:103 – 151Duplessy J C., Labeyie L D, Arnold M, et al., North Atlantic sea – surface salinity and abrupt climate change, *Nature*, **358**:485 – 488, 1992.

[13] England M. H., Representing the global scale water masses in Ocean Circulation models, *Journal of Physical Oceanography*, **23**:1523 – 1552,1993.

[14] Fichefet T., Hovine S. and Duplessy J. C., A model study of the Atlantic circulationn during the last glacial maximum, *Nature*, **372**:252 – 255,1994.

[15] Gray W. M., Strong association between West African rainfall and U.S. landfall of intense hurricanes, *Science*, **249**:1251 – 1256,1990.

[16] Houghton J. T., Jenkins G. J., and Ephraums, Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, Cambridge, New York, Cambridge University Press, 92 – 192,1990.

[17] Houghton J. T., Meira Filho L. G., Callander B. A. et al., Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, Cambridge, New York, Cambridge University Press,193 – 358,1996.

[18] Hughes T. M. C., Weaver A. J., Multiple equilibria of an asymmetric two-basin

ocean model, *Journal of Physical Oceanography*. **24**:619 – 637,1993.

[19] Hurrell J. W., Influence of variations in extropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophys Res. Lett.*, **23**:665 – 668,1996.

[20] Jin X. Z., Zhang X. H., Zhou T. J., Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model, *Adv. in Atmos. Sci.*, **16**:197 – 215,1999.

[21] Killworth P. D., Stainforth D., Webb D. J. et al., The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model, *Journal of Physical Oceanography*, **21**:1333 – 1348,1991.

[22] LabeyrieL,D., Duplessy J. C., Blanc P L: Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years, *Nature*, **327**: 477 – 482,1987.

[23] Levitus S., Antonov J, Observational evidence of interannual to decadal-scale variability of the subsurface temperature – salinity structure of the world ocean, *Climate Change*, **31**:495 – 514,1995.

[24] Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas, Oceanography, UNAM press,87 – 100,1989.

[25] Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., and Hasselmann K., Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing, *Journal of Physical Oceanography*, **23**:731 – 757,1993.

[26] Manabe S., Souffer R. J.,Two stable equilibra of a coupled Ocean – Atmosphere model, *J. Clim.* **1**:841 – 866,1988.

[27] Manabe S., Stouffer R. J., Simulation of abrupt climate change induced by fresh-water input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, **378**:165 – 167,1995.

[28] Marotzke J., Welander P. and Willebrand J., Instability and multiple steady states in a meridional – plane model of the thermohaline circulation, *Tellus* ,**40A** :162 – 172,1988.

[29] Marotzke J., and Willebrand J., Multiple equilibria of the global thermohaline circulation, *Journal of Physical Oceanography*, **21**:1372 – 1385,1991.

[30] Mikolajewicz U.,Maier-Reimer E., Internal secular variability in an ocean general circulation model, *Clim. Dyn.* **4**:145 – 156,1990.

[31] Moore A. M., and Reason C. J. C., The response of a global ocean general circulation model to climatological surface boundary conditions for temperature and salinity, *Journal of Physical Oceanography*, **23**:300 – 328,1993.

[32] Mysak L. A., Stocker T. F., and Huang F., Century-scale variability in a randomly forced two dimensional thermohaline ocean circulation model, *Clim. Dyn.*, **8**:103 – 116,1993.

[33] Nakamura M., Stone P. H., Marotzke J., Destabilization of the thermohaline circulation by atmospheric eddy transports, *J. Clim.* ,**7**:1870 – 1882,1994.

[34] Parker D. E., Jones P. D., Folland C. K. et al., Interdecadal changes of surface temperature since the late 19th century, *J. Geophys. Res.*, **99**(D7):14,373 – 14.399,199.

[35] Power S. B. and Kleeman R., Multiple equilibria in a global ocean general circulation model, *Journal of Physical Oceanography*. **23**:1670 – 1681.,1993.

[36] Power S. B. and Kleeman R., Surface heat flux parameterization and the response of ocean general circulation models to high-latitude freshing, *Tellus*. **46A**:86 – 95,1994.

[37] Power S. B., Moore A., Post D. A., Stability of NADW formation in a global ocean general circulation model, *Journal of Physical Oceanography*. **24**:904 – 916,1994.

[38] Rahmstorf S., Rapid climate transition in a coupled ocean – atmosphere model. *Nature*, **372**:82 – 85,1994.

[39] Rahmstorf S.,Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle, *Nature*, **378**:145 – 149,1995.

[40] Roemmich D., Wunsch C., Apparent changes in the climate state of the deep North Atlantic ocean, *Nature*, **307**:447 – 450,1984.

[41] Schlosser P., Bonisch G., Rhein M. et al., Reduction of deep water formation in the Greenland sea during the 1980s: Evidence from tracer data ,*Science*, **251**: 1054 – 1056,1991.

[42] Stocker T. F., Wright D. G., Rapid transition of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water flux, *Nature*, **351**:729 – 732,1991.

[43] Stommel H.,Thermohaline convection with two stable regimes of flow, *Tellus*, **13**: 224 – 230,1961.

[44] Trenberth K. E., Solomon A., The global heat balance: Heat transport in the atmosphere and ocean, *Clim. Dyn.*, **10**:107 – 134,1994.

[45] Tziperman E., Toggweiler J. R., Feliks Y., Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models?, *Journal of Physical Oceanography*, **24**:217 – 232,1994.

[46] Weaver A. J., Marotzke J.,Cummins P. F. et al., Stability and Variability of the Thermohaline Circulation, *Journal of Physical Oceanography*. **23**:39 – 60, 1993.

[47] Weaver A. J., and Sarachik E. S.,Evidence for decadal variability in an ocean general circulation model:An advective mechanism, *Atmosphere-Ocean*, **29**:197 – 231,1991.

[48] Weaver A. J., Sarachik E. S. and Marotzke J., Freshwater flux forcing of decadal and interdecadal oceanic variability, *Nature*. 353.31:836 – 838,1991.

[49] Roemmich D., Wunsch C., Apparent changes in the climate state of the deep North Atlantic ocean, *Nature* , **307**:447 – 450,1984.

[50] Schlosser P., Bonisch G., Rhein M. et al., Reduction of deep water formation in the Greenland sea during the 1980s: Evidence from tracer data, *Science*, **251**: 1054 – 1056, 1991.

[51] Levitus S., Antonov J., Observational evidence of interannual to decadal-scale variability of the subsurface temperature – salinity structure of the world ocean, *Climate Change*, **31**: 495 – 514, 1995.

[52] Dickson R. R., Meincke J., Malmberg S. A., Lee A. J., "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic, 1968 – 1982, *Progress in Oceanography*, **20**: 103 – 151, 1988.

[53] 黄春长, 晚冰期 Younger Dryas 环境灾变, 地球科学进展, **13**(4), 356 ~ 363, 1998。

[54] Heinrich H., Origion and consequence of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years, *Quaternary Research*, **29**(1): 142 ~ 152, 1988.

[55] Dansgaard W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen et al., Evidence for general instability of past climate from a 250-k yr ice-core record, *Nature*, 218 ~ 220, 1993.

[56] Broecker W. S., Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipoar seesaw, *Paleocenography*, **13**(2): 119 ~ 121, 1998.

[57] Alley R. B., P. U. Clark, L. D. Keiguin et al., Making sense of millennial-scale climate change, *Geophysical Monograph Series*, **112**: 386 ~ 394, 1999.

[58] Manabe S. and R. J. Stouffer, Study of abrupt Climate change by coupled ocean – atmosphere model, *Quaternary Science Reviews*, **19**(1 ~ 5): 285 ~ 299, 2000.

[59] Broecker W. S., Was a change in thermohaline circulaion responsible for the Little Ice Age? *P. N. A. S.*, **97**(4): 1339 ~ 1342, 2000.

[60] Keigwin L. D. and E. A. Boyle, Detecting Holocene changes in thermohaline circlation, *P. N. A. S.*, **97**(4): 1343 ~ 1346, 2000.

第十八章　自然气候变率的模拟研究

§18.1　自然气候变率研究的意义

所谓自然气候变率，是指在没有外强迫情况下产生的气候振荡。自然气候变率之所以引起人们的重视，与全球气候变暖问题联系紧密。气候系统是由大气、海洋、冰雪圈、岩石圈和生物圈等相互作用的子系统组成的高度复杂的系统，即使没有人类的影响，地球气候也不是一成不变的。在自然过程控制下，大气温度是变化的，有的时间段温度高，有的时间段温度低；冷暖变化的时间尺度变化很大，可以从几年到千年、万年以上；这种自然的气候振荡即自然气候变率。在人类出现于地球后的数万年发展过程中，绝大部分时间是被动地适应居住环境和相应的气候条件，在此期间，人类并未对环境和气候产生足够大的影响，气候仍在其基本因子的作用下变化着。但在世界工业革命后的200年间，地球上人口剧增，科学技术发展和生产规模的迅速扩大，人类对环境的破坏和对气候的影响越来越大。特别是人类活动向大气排放了大量的温室气体，加强了大气的温室效应。目前，这种因人类活动造成的气候变化，在数十年到百年时间尺度的气候变化中，其影响程度已可达到和自然因子影响同等的程度，因此，自然气候变率问题被推到全球变暖研究的前沿。

为保证世界各国政府采取科学决策，制定措施，以控制和减缓人为因素对气候的破坏，需要对人为因素导致的气候变率，做出科学的检测。但是，我们实际观测的气候变率，都叠加在自然气候变率和外强迫（火山和太阳辐射强迫）引起的、时空特征完全一致的气候变率的背景之上；因此，如何从实际观测的气候变率中监测出人为因素导致的部分，就成为科学界所面临的一个紧迫课题。其关键问题，就是对自然气候变率特征的评估。

自然气候变率，其时间尺度涵盖从数周到几百、甚至到上千年的范

围。自然气候变率的存在,使得气候变化的监测问题,成为一种统计上的"信号-噪音"监测问题。这就需要对这种"噪音"特点有一个比较完全的了解。对自然气候变率特征的评估,是一件非常困难的工作。理想的情况,是根据器测资料来评估自然气候变率,但实际上这样做非常困难。原因之一是,人们所关心的自然气候变率的特征尺度是30~50年,但相对之下,器测资料的时间长度太短,现有的、时间序列最长的记录是表层气温和表层海温,降水和表面气压的序列也较长,但是其空间分布很不均匀,存在许多资料空缺点,资料的地区分布情况也随时间而变化。同时,器测资料本身还包含着外强迫(人为因素)和自然强迫(太阳辐射、火山活动等)的作用。从器测资料中监测自然气候变率常用的方法,是设法去掉外强迫所造成的影响部分[1],但具体处理起来非常困难。

古气候资料的重建,有助于我们定性了解近期的气候变化。近年来,古气候重建领域的工作可谓成果卓著,例如重建的气温资料,可以上溯到1000 AD,分辨率可以达到年际甚至季节尺度,代表性的工作有Jones[2]。但是,利用这些资料来研究自然气候变率依然存在一定难度,因为其空间和时间分布都不均匀,代用指数能够在多大程度上反映实际气候也有待推敲。

器测资料和古气候资料在反映自然气候变率上的不足,使得我们别无选择地需要借助耦合气候模式的长期控制积分,来评估自然气候变率的特征。实际上,也只有用气候模式才可以反映自然气候变率。对于任何一段观测时间,例如近千年,尽管人们可以舍去近百年以排除人类活动的影响,但不可能排除前面900年中地球大气受外界强迫的影响,例如火山活动和太阳活动等。严格地讲,很难说哪一段时间的气候变率可以认为是自然变率。而气候模式则恰恰相反,可以在高性能计算机上积分大气环流模式或海气耦合模式,不必给定任何外强迫,这样就可以模拟出大气或海气系统系统是如何产生自然振荡,从而认识其自然变率,当然,其前提是各种模式的物理基础必须真实再现客观气候系统。

1990年出版的政府间气候变化委员会第一次评估报告(IPCC FAP)指出,在过去的100年中,全球平均表面温度升高了0.3~0.6℃,利用气候模式,通过逐渐增加温室气体浓度所模拟的变暖幅度,大致也

是这个范围。但是，这并不能确定，观测到的这种变暖，完全（或部分地）是由温室气体增加引起的，原因是由于气候模式的发展尚处于初级阶段，其模拟结果只是部分地和观测相吻合，同时，我们对自然气候变率和其它因素导致的气候变化的了解还非常有限，也缺乏足够的观测资料，尤其是可靠的长时间序列。

经过5年的努力，1995年出版的政府间气候变化委员会第二次评估报告（IPCC SAP）指出，我们在评估自然气候变率、监测人为因素影响方面，取得了长足的进步，这主要体现在三个方面：首先，开始尝试在气候模式中考虑人类活动对硫酸盐气溶胶和平流层臭氧的影响；其次，通过设定没有外强迫变化，对气候模式进行数百年的长期积分，来研究气候系统的背景变率。这方面的工作，为我们认识自然气候变率的基本特征，提供了重要信息；第三，在监测人为因素引起的气候变化的方法上，开始有所起步，这客观上也有助于我们对自然气候变率的认识。IPCC SAR的一个重要结论是，“实际观测到的、过去100年的全球气候变化趋势，不可能完全是由自然因素引起的，但是我们在定量评估人为因素引起的全球气候变化方面，能力依然非常有限，因为我们所期望得到的信号，依然位于自然气候变率的噪音范围之内。但是，可以确信人类活动已经对气候产生了影响，尽管这种影响的程度尚不能确定”。

自1995年IPCC SAP发表以来，出于监测人为因素导致的气候变率的需要，人们围绕着自然气候变率问题，开展了大量的研究，这方面的工作，集中体现在利用各种繁简不一的气候模式，借助数值模拟手段，探讨在没有外来强迫的条件下，气候系统内所存在的内部变率－自然变率，本文下节将对其进行系统性的总结。

§18.2　自然气候变率的数值模拟研究

关于自然气候变率的模拟研究，根据所用模式的种类，大致可以分为三个方面：一是来自能量平衡模式（EBM）的结果（Hasselmann，1976）。通过利用接近自然的、随机的白噪声热通量来强迫EBM，可以模拟出逐日天气尺度的强迫所引起的从几年到上百年尺度的模式气候内部变率（Wigley 和 Raper，1990，1991；Kim 和 North，1991）。这方面的

大量模拟研究表明,即使在很短时间尺度的随机强迫下,气候模式中的表面气温,也能够产生从年代际到百年尺度的振荡。EBM 模拟的年到年代际的表面温度变率特征,非常接近实际观测,但是它可能低估了更长时间尺度的变率的幅度(Kim 和 North,1991)。因为这种类型的模式太简单,不能合理地反映描述海洋环流所必需的热、盐和动量通量的水平与垂直输送。

第二方面的模拟研究是把大气活动用一些统计模型参数化,然后再来强迫三维的海洋环流模式,研究海洋环流的变率特征。这方面的工作,我们在本书第十七章有关热盐环流的数值模拟研究中,已经有系统的阐述。这里只强调几点,一是大量的模拟研究表明,在随机的大气强迫下,海洋模式存在着显著的从年代际到百年尺度的变率(周天军等,1998),其自然变率的典型尺度从 10 年到 350 年甚至更长;第二,引起这种海洋内部变率的最为重要的因子,是来自海气界面的水通量。自然变率存在于全球大洋,但具体特征因地区而不同,其中尤以南大洋和北大西洋高纬海域为最强(Mikolajewicz 和 Maier-Reimer, 1990; Pierce 等,1995);第三,这类模拟并非尽善尽美,其缺点主要在于强迫海洋的大气是通过统计方式给定的,离真正的大气尚有一定距离,不能真实反映各种反馈机制和水、热的经向输送;同时一些参数的给定人为主观性较大。

第三方面的模拟研究是利用海气耦合模式来进行的,这也是目前开展自然气候变率研究的主流方法。即先将大气模式和海洋模式分别积分到接近当今气候状态的平衡态,然后将二者耦合起来,再积分几百年乃至几千年。由于在耦合积分过程中,海气耦合系统唯一的强迫来自太阳辐射,没有其它外来或人为因子的作用,因此可以利用长时间的积分结果来近似地表示气候系统自然的演变过程。

在 IPCC 1995 年编写第二次评估报告时,世界上只有两个耦合模式完成了 1000 年以上的长期积分:Stouffer 等[5]利用普林斯顿大学地球流体力学实验室(GFDL)的耦合气候模式,率先完成了一个 1000 年的耦合积分;随后,Hasselmann 等[6]利用欧洲中心的汉堡模式(ECHAM-1)完成了一个 1260 年的耦合积分。随后,人们将这两个长期控制积分作为标准,来评估观测到的气候变化趋势的显著水平,将两个耦合模式模拟的年际到年代际的气候变率,与实际观测资料进行了

对比，结果表明，表面气温在 1 到 5 年时间尺度的变率特点和实际非常接近。但是，模式没有模拟出实际观测到的 0.5℃/100 年的增温趋势，由于控制试验积分过程位未考虑温室气体和气溶胶的影响，因此，模式结果实际上意味着观测到的气候变暖趋势，并非自然变率的结果。Manabe[7]的工作进一步表明，GFDL 模式模拟的全球平均和区域气温变化之间的关系，也和实际观测相似，其结果具体如图 18.1 所示，图(a)和图(b)模拟和观测都显示，陆地上的标准差要大于海洋上；图(a)和图(b)的总体分布型很相似，有差别的地方是热带太平洋，观测资料中受 ENSO 事件的影响而变率较大；图(c)和图(d)的回归系数反映的是局地温度变化与全球变暖的关系，模拟和观测结果同样显示，大陆区域温度变化与全球变暖的联系，都较之大洋上要强。在更长的时间尺度上，例如年代际尺度，模拟的热带大西洋表层海温的变率型，和实际观测到的变率型也极为相似[8]。

将近百年观测气温的谱分布和 GFDL、ECHAM-1、UKMO 模式的模拟结果做对比，结果如图 18.2 所示，发现在各种周期上，GFDL 和 UKMO 的模拟与观测接近，而 ECHAM-1 则在大约 2 ~ 60 年的尺度上，结果和实际有所不同。同时，观测的谱值具有明显的 3 ~ 5 年的峰值对应于 ENSO 变率，但是三个耦合模式都未能模拟出该特点。

由于观测资料只有 140 年，UKMO 模式的结果也只有 310 年，故不可能利用它们来研究百年尺度的变率。比较 GFDL 和 ECHAM-1 的谱分布，发现在百年尺度上，二者间的差异很大：在超过 100 年的频段上，GFDL 的谱值变得比较平滑，而 ECHAM-1 的结果则是继续增长。对于这种低频变率上的差别，一种解释是，ECHAM-1 在最初的 200 年耦合积分过程中，具有明显的气候漂移，如果去掉这种漂移，GFDL 和 ECHAM-1 气温的低频变率特征就非常相似了。将模式中的百年尺度变率和古气候资料的特征进行比较，发现二者有所不同，原因可能有二：一是模式中缺乏太阳辐射变率和火山爆发的影响；二是 GFDL 和 ECHAM-1 模式自身低估了百年尺度气候变率的强度，具体原因可能是因为耦合积分过程中为控制气候漂移而不得不采用“通量调整”技术的缘故。当然，古气候资料中存在误差也可能是另外一个原因。

关于年代际到百年尺度之间的自然变率模拟上，上述模拟结果和古

气候资料，无论在谱值的分布型上，还是在强度上，都有所不同[9]，关于其原因，目前很难解释。这提醒我们，在开展自然气候变率模拟研究时，一方面需要更多的、质量更加可靠的古气候资料；另一方面，在利用模式

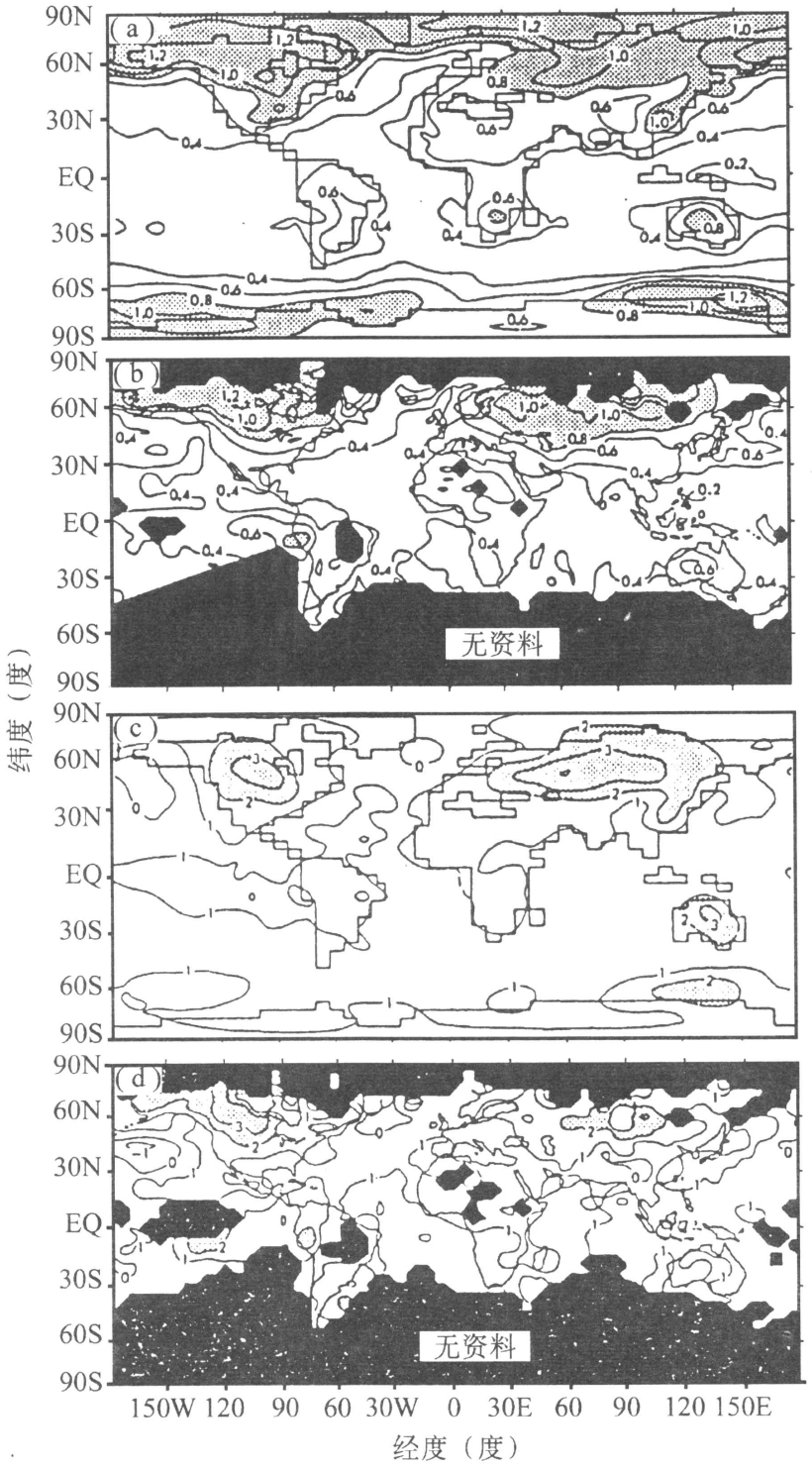


图 18.1 模拟(a)和观测(b)的年平均表面气温的标准偏差分布、模拟(c)和观测(d)的局地温度距平与全球平均温度距平的回归系数分布(引自 Stouffer 和 Manabe，1944)

自然变率来研究人为因素导致的气候变率时，要小心一些，因为人们常采用的一种监测人为气候变率的方法，是从观测到的实际气候变率中，扣除掉耦合模式模拟得到的自然变率部分(Climate Change 1995)。

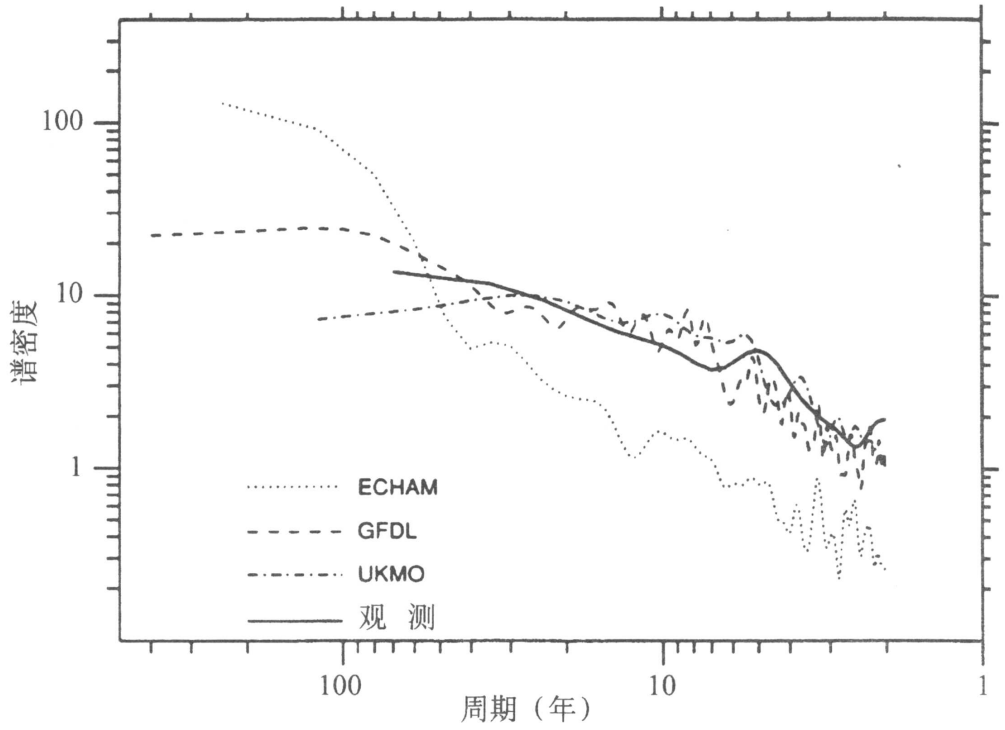


图 18.2　观测和模拟的全球年平均表层气温的谱值(引自 Climate Change 1995)
观测值取自 Jones 和 Briffa(1992)；模式值分别取自 Stouffer 等(1994)的 GFDL 模式 1000 年积分结果、Hasselmann 等(1995)对 ECHAM-1/LSG 的 1000 年控制积分的前面 600 年、Mitchell 等(1995a)对 UKMO 的 310 年控制积分。无论是模式还是观测资料，在求谱值前都进行了去倾处理

近年来，耦合气候模式发展很快，有些耦合模式已经实现了海洋与大气的直接耦合，而无须再采用通量调整技术。新近推出的国际耦合模式比较计划(CMIP)，为比较不同耦合模式模拟的自然气候变率提供了便利，中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学国家重点实验室(LASG)发展的海陆气耦合系统模式 LASG/GOALS 参加了该计划。利用 CMIP 计划的结果，Stouffer 等(1999)比较了三个积分长度超过 1000 年的耦合气候模式 HadCM2、GFDL R15 和 ECHAM3/LSG 所模拟的全球平均表面温度距平序列，其结果如图 18.3 所示，将这三个序列的谱特征与观测结果进行对比，发现结果令人鼓舞，二者吻合得非常好。但是，要进一步的细致对比就比较困难了，因为观测资料中其实包含了来自外强迫的影响。对这三个长期积分的变率特点进行分析，发现三个模式都能够合理再现自然变率的空间分布、以及区域与全球

平均变率间的关系；总的来说，较之较短的时间尺度，对超过 50 年时间尺度的变率的模拟，三个模式间的差别相对要大一些。没有一个模式能够模拟出和实际相似的长期趋势。

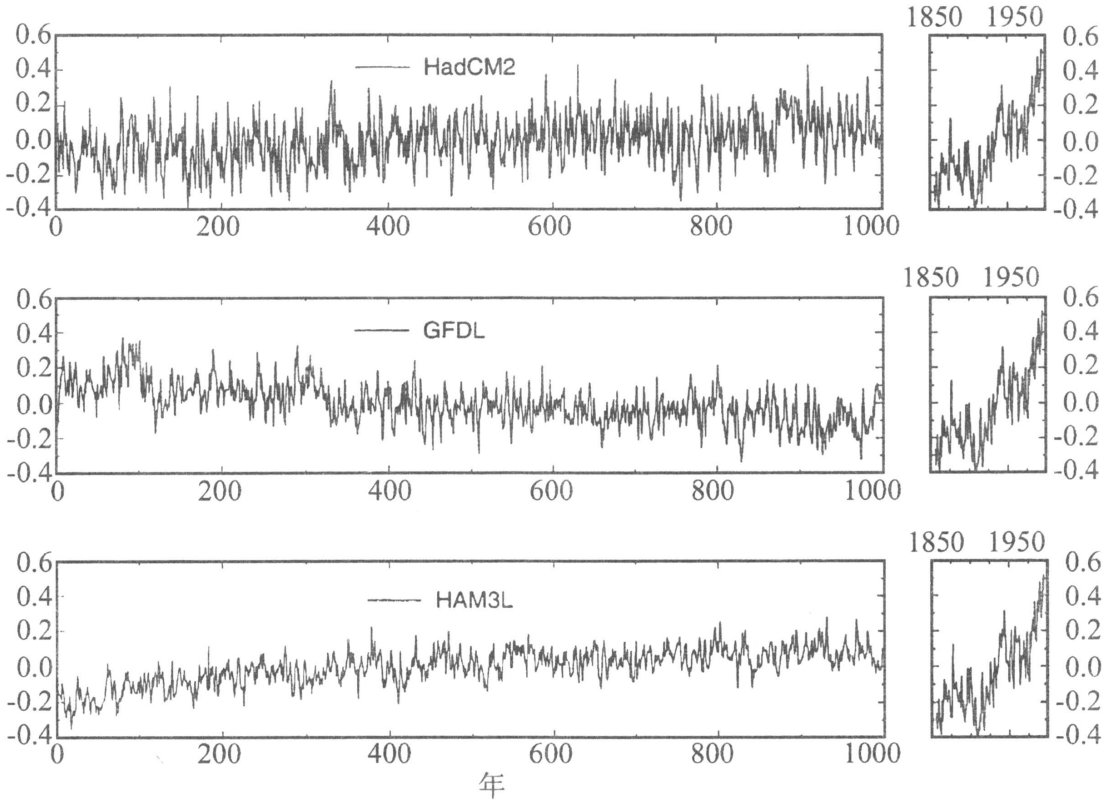


图 18.3 三个不同的耦合模式模拟的全球平均表面气温距平及其与近期器测资料的对比(引自 Stouffer 等，1999)

为了研究自然气候变率的空间特征，Stouffer 等[10]利用 EOF 分析技术比较了不同模式模拟的气候变率的空间模，发现不同模式的 EOF 模态的方差分布，都和观测相似。HadCM2 对主要模态的模拟偏强，而 GFDL、ECHAM3 对第一个模态的模拟又偏弱。三个模式所模拟的自然变率主导模态的方差，较之实际的偏差都不超过 1/3，其中 HadCM2 对前面几个主要模态的模拟，和实际非常相似或略微偏强一些。

总的来说，如果耦合气候模式模拟的自然变率特征，与观测资料特征相似或偏强，那么，我们对人为气候变率的监测，就应该谨慎或保守一些。实际上，如果现有耦合模式能够真实再现客观气候变率，那么它们模拟出的内部变率还应该再弱一些，因为它们尚没有考虑一些外部强迫的作用。Hegerl 等[11]通过进行 EOF 分解，比较了 ECHAM3 和 HadCM2 模拟的 50 年尺度的夏季气候趋势，发现两个模式之间的差别

还是比较大的。由于观测记录太短，故不能用来研究50年尺度的变率问题。Gillett等将模式模拟的自由大气变率和经过去倾处理后的探空资料的结果进行了对比，发现二者比较相象，但平流层除外；由于模式模拟不出准两年振荡（QBO），所以模拟的平流层自然变率太弱。在年代际的时间尺度上，模拟的自然变率垂直分布，较之实际偏弱。在模式中加上温室气体、气溶胶和平流层臭氧之后，这种差异就变小了。

将气候模式的自然变率和代用古气候资料中的变率进行比较，结果因模式而异。Barnett等（1996）将耦合气候模式模拟的气候变率的空间结构，和古气候资料揭示的年代际变率特征进行了比较，发现模拟的主要变率模态的振幅，远小于古气候资料。当然，造成这方面差别的原因，一方面可能是因为选取古气候资料的EOF模态作为比较的基础可能不见得合理；另一方面，未考虑外来的自然气候变率强迫（即太阳辐射变率和火山喷发等的影响）也有一定影响，当然，古气候资料重建中存在的不确定性因素，也可能是原因之一。Crowley和Kim[12]从Mann等重建的北半球年平均气温中，去掉火山和太阳辐射所可能造成的影响部分，然后将剩下的部分，与两个耦合模式模拟的北半球年平均温度的变率特征进行比较，发现二者间没有明显差别。Hunt[13]利用海气耦合模式，探讨了这样一个问题：中世纪暖期和小冰期的气候异常，是否可以用自然气候变率来解释。其结果表明，模式中的自然气候变率，可以解释过去900年一直到1900实际存在的一些气候特征，但模式不同地区之间的差异很大。

上述事实表明，耦合气候模式模拟的自然变率强度，还存在很大的不确定性。要认识并消除这种不确定性，方法之一是利用多个耦合气候模式的控制积分结果做集合[14]。在另外一些研究中，还有人将模拟的自然变率放大，以检验人为气候变率归因分析结果对这种自然变率的敏感性[15,16]。有人设计了一种方法，以比较耦合模式模拟的自然气候变率，和观测资料中去掉外来强迫信号后所剩下部分的变率部分这两者之间的不同[17]，结果发现，在所关心的时间尺度上，模拟和观测结果没有原则性的不同[11,18]。

综上所述，目前对自然气候变率的模拟，主要是利用海气耦合模式来进行的，但耦合气候模式的发展水平，还不足以真实再现气候系统的

自然变率。人们希望,未来耦合模式的发展,能够真实再现气候系统的自然变率,这样,从器测资料的气候趋势中,减去模式揭示的自然变率部分,就可以得到完全由人为因素引起的气候变化,从而为政府决策提供科学依据。

§18.3 自然气候变率的机制研究

目前,关于自然气候变率的形成机制,主要有两种理论。一是Hasselmann(1976)认为,快速变化的白噪声天气的变率,可能造成气候系统的慢变红噪声响应。以大气对海洋的强迫为例,时刻都处于运动之中的快速变化的大气,能够引起与之相耦合的缓慢变化的海洋产生年代际或更长尺度的运动。大气是气候系统的快变部分,海洋、冰盖等是其慢变部分,快变的大气对慢变的海洋的作用,类似于物理学的"布朗运动"中"大颗粒"随分子碰撞引起的不平衡而发生的移动,二者的变率周期显然是快慢不同的。Hasselmann 机制最简单的例子是抛硬币,随机地抛硬币,其正、反面出现的概率应各为 50%,看起来正面减去反面的总数似乎应为零,但实际情况并非如此。如图 18.4 所示,实际统计结果表明,尽管抛硬币的谱是白色的,但是其总数的谱却是红色的。

与抛硬币的例子相似,忽略能够改变海表温度的海洋过程,如果海洋混合层温度受到大气的影响有一扰动,则海洋混合层将延迟表层海温达到大气所需响应温度的时间。因此,海洋的作用是一个阻尼器,阻

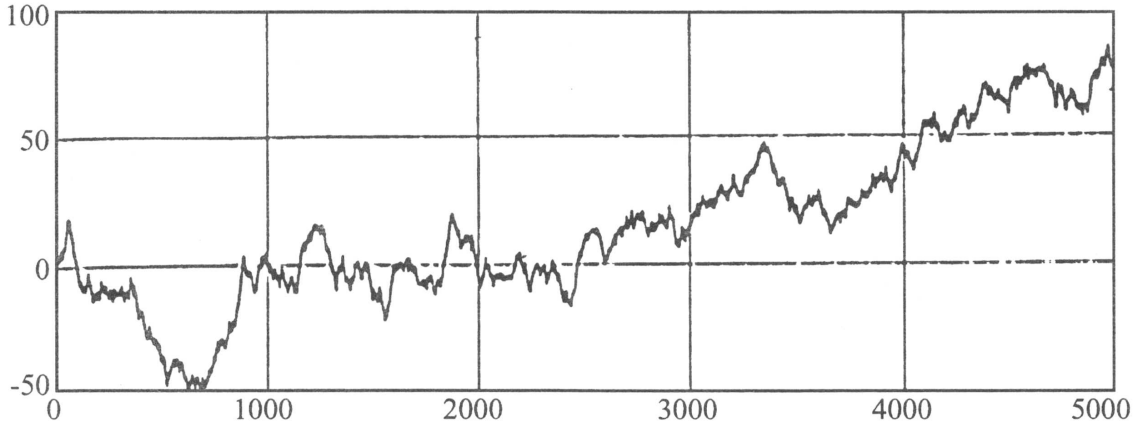


图 18.4 随机地抛取硬币 5000 次,得到正面的次数与得到反面的次数之差(引自 Sarachik 等,1996)[19]

尼的时间尺度由海表的热通量和混合层的热容量来决定，一般为 2 或者 3 个月。当受到来自大气的、时间尺度小于 1 个星期的高频通量强迫时(这种强迫可以被视为白噪声)，结果的功率谱是红波谱。如果考虑这种高频振荡的空间连贯性，则通过海洋过程可以使表层海温产生年代际变率，随后又在大气中引起年代际变率。

关于自然气候变率的第二种理论，是 Lorenz(1976)认为混沌性的短期天气变率可产生气候事件尺度的变率。该理论认为，除了外部强迫如太阳、火山和人类活动影响外，气候系统在足够长的时间尺度上可视作一个闭合系统。在该系统中，各种物理过程，如大气对流、辐射交换、土壤湿度变化等都非常复杂。很多与这些物理过程相联系的动力过程对气候系统的内部变化起着非常重要的作用，其中最为重要和最难以捉摸的是那些非线性项，因此各种因子之间存在着复杂的反馈过程，由于这些原因，一个闭合的系统也能产生气候变化。洛仑兹假定一个不存在与长时间尺度变化有关过程的理想气候系统，在该系统中，系统的不稳定是由内在的天气尺度的变化引起的，并由于解的混沌特性而使系统的变化增强。

Hasselmann 机制和 Lorenz 机制两种理论的结果是一致的，即气候可能对快速变化的天气尺度过程产生慢变响应。但是，两种理论对形成机制的认识有所不同。实际上两种机制可能是同时起作用的。Schneider 和 Kinter[20]利用大气环流模式作了三组 400 年的积分试验，这 3 组试验分别是：

①将太阳辐射固定为春分日的情形，海温固定为 1 月 1 日的气候平均值；

②太阳辐射和海温均设定为包括季节变化的气候平均值；

③把大气模式和海洋模式耦合。

模拟结果显示，三组试验的全球陆面温度距平的功率谱都接近红噪声，说明 Lorenz 机制在起作用。但是试验三的低频部分要比其它两个强，说明 Hasselmann 机制也有作用。对降水变率的功率谱分析表明，试验二模拟的降水变率的大小和试验三属于同一量级，但是试验三的变率要略大一些。因此，可以认为降水变率的模拟也说明 Lorenz 机制是最基本的，但 Hasselmann 机制在年代际自然气候变率中的作用也不容忽视。

§18.4 20世纪气候变率的数值模拟研究

关于20世纪气候变率的模拟，严格地说，并不属于自然气候变率模拟研究的范畴，但是从上文的讨论我们可以看出，二者实际上是一个有机的整体。因此，这里一并对近年来这方面的研究工作，做一个较为系统的回顾。

早期对20世纪气候变化的模拟，集中在利用观测的表层海温(SST)来强迫大气环流模式(AGCM)，其重点是检验大气模式对20世纪一些特定气候变化事件的响应，具体来说，就是检验大气模式能否真实再现实际大气对表层海温变化的响应。

Lau[21]利用观测的1962～1976年的逐月热带太平洋表层海温作为下边界条件，来强迫美国流体动力学实验室(GFDL)发展的大气环流模式，积分了15年，发现模式热带大气环流对SST异常的响应，和发生El Nino期间的真实变化较为一致。Graham[23]利用1961～1972年的观测SST距平，强迫美国国家大气研究中心(NCAR)的大气环流模式，研究了该模式对热带太平洋风应力的模拟，发现赤道地区的模拟结果在形势上和实际非常相似，但在其它地区则差别较大，另外，在振幅上，模式风应力的响应偏弱。

Barnston(1998)利用1958～1994年的观测SST，分别强迫两个大气环流模式——德国马普的ECHAM3和美国国家环境预测中心的中期预报模式MRF9，比较了模式1～3月(JFM)的平均大气环流响应。将赤道中东太平洋与ENSO密切相关的区域(130°～180°W，5°N～5°S)1～3月的SST求平均，得到一个指数序列，然后将它与同期的500百帕高度场求相关，发现两个模式的相关系数分布形势与实际非常接近，意味着模式对ENSO事件的响应能力较强，不过两个模式的具体表现又有所不同，ECHAM中SST-高度场的相关分布，在热带和北半球的热带外地区比实际要高，而MRF9的相关分布则是在热带高于实际，在北半球副热带则低于实际。

Latif(1990)利用1970～1985年的观测SST强迫欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的大气模式，将模拟结果与观测资料进行了详细对

比，重点比较了表层风异常的模式响应。发现模式能够真实地再现南方涛动的特征，特别是其在年际以上的低频变化，但模拟的南方涛动的强度，较之实际要偏弱一些；其低频变化主要限于赤道中西太平洋，在赤道东太平洋则非常弱。关于表层风年际循环的模拟，以 110°W 处的纬向风为例，其年循环近于实际，但是最小值的出现时间比观测要提前 1～2 个月，作者认为这是由于模式对赤道辐合带的模拟较差，对赤道东太平洋的高频变率明显低估造成的。对于表层风距平的模拟，较之 110°W，模式对 140°W 处表层风距平的模拟非常成功。对于 850hPa 赤道纬向风异常的模拟，其位相和实际非常一致，只是强度和空间范围要偏弱一些。对于特定事件而言，模式能够成功再现 1972/1973 年和 1982/1983 年的暖事件以及 1970/1971 的冷事件的大气响应，但对 1973/1974 年和 1975/1976 年冷事件以及 1976，1977 年中等规模的暖事件的响应，模拟的要偏弱一些。

利用观测 SST 强迫 AGCM，严格地来说，只是模拟了大气对 20 世纪热带太平洋气候异常的响应。海气热通量交换的基本特征，在热带表现为海洋对大气的感热和潜热加热，在此前提下，利用 SST 强迫大气，是能够客观地反映实际的海气相互作用特征的。但是对于热带外地区，海气相互作用更多地表现为大气对海洋的强迫，尤以冬季为甚[24,25]。在这些海域，利用 SST 强迫大气模式，就难以客观反映实际的海气相互作用过程[26]。根据前面的讨论，Lau、Graham 等的试验结果，实际上也说明了这一问题。因此，近 5 年来，对 20 世纪气候变率的模拟，主要是利用完全的海气耦合模式来进行。

利用海气耦合模式模拟 20 世纪气候变率的开拓者，应该首推 Mitchell 等[27]和 Hasselmann 等（1995）。他们模拟了 1860～1990 年的气候变率，发现如果只考虑 CO_2 增加的影响，那么模拟得到的全球变暖幅度要大于实际；进一步的研究表明，这可能是由于模式未考虑硫酸盐气溶胶影响的缘故，因此，Hasselmann 等（1995）、Mitchell 等（1995）分别以观测资料为基础，设计了两种不同的方案，在模式中反映硫酸盐气溶胶的直接影响，结果发现，改进后的模拟结果非常接近实际，具体如图 18.5 所示。Mitchell 等（1995）还发现，考虑了硫酸盐气溶胶的影响之后，在后面的几十年，模拟的气温变化和实际观测值的空间相关也明

显提高，这说明，在开展人为因素引起的气候变率模拟研究时，硫酸盐气溶胶的影响是不容忽视的。

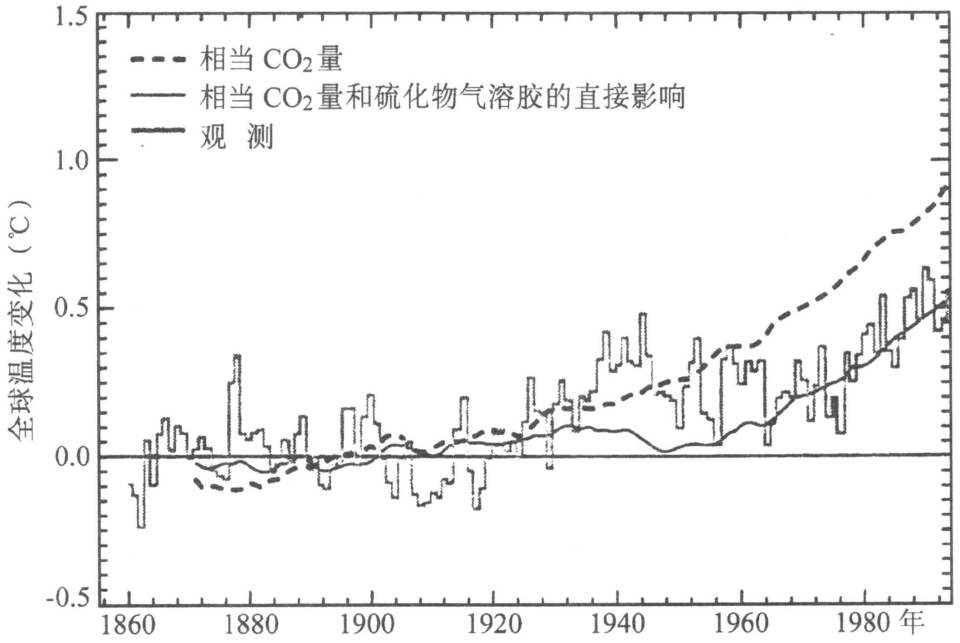


图 18.5 耦合气候模式模拟的 1860 – 1990 年全球年平均变暖趋势
（引自 Climate Change，1995）
其中点线是只考虑 CO_2 当量浓度增加的结果，细实线是同时考虑 CO_2 当量浓度增多和硫酸盐直接影响的结果（Mitchell 等，1995a）。观测值取自 Parker 等（1994）。距平值是相对 1880 ~ 1920 年气候平均值的结果

继 Mitchell 等（1995）和 Hasselmann 等（1995）之后，许多学者陆续进一步深化了这方面的工作[28,29]，其中许多研究为了消除模式内部变率的影响，而采用了集合技术。大多数利用耦合模式模拟 20 世纪气候变率的研究工作，在具体处理技术上，都假定了气候系统对 CO_2 当量浓度的、相对于当前水平的扰动是线性的。Haywood 等[30]证明，随着大气中温室气体和气溶胶浓度增加所造成的辐射强迫变化，GFDL 耦合模式的响应是近乎线性的。如果做两个敏感性试验，其中温室气体和气溶胶在 20 世纪的变化分别考虑，然后将两个试验的结果加起来，则无论从表层气温和降水的全球平均看，还是从地理分布来看，所得到的瞬变响应，和将温室气体与气溶胶放在一起考虑得到的试验结果基本相似。这一结果是非常重要的，因为它证明，我们在利用耦合模式模拟 20 世纪气候变化中所采用的方法是正确的。

在气候模式中引入硫酸盐气溶胶的直接影响是很重要的，因为如果只考虑 20 世纪温室气体增加所造成的辐射强迫，就有可能会过高地

估计 20 世纪的变暖程度。许多研究表明，在气候模式考虑了硫酸盐气溶胶的直接影响之后，其模式都能够较好地模拟出器测资料所显示的表面气温变暖趋势，由此证实，其各自的气候模式在这方面的敏感性是正确的。另外，许多耦合模式的模拟结果（如 Boer 等，1999）还表明，全球降水有增加的趋势，尤其是在北半球高纬地区，该结果也和 Hulme 等[31]的实际观测记录相吻合。

前面提到的所有研究，都考虑了硫酸盐气溶胶的地理分布和时间变化，并通过根据气溶胶在气柱中所占的比重，给地表反照率加上一个扰动，来反映其辐射影响。这种处理方法，既没有考虑气溶胶的间接效应（即对成云的影响），也没有考虑天气过程对气溶胶分布的影响和清除作用。Roeckner 等[32]为了克服上述缺点，尝试着在耦合模式 ECHAM4/OPYC3 中，引入一个硫循环模式，同时，他们还考虑了对流层臭氧变化对辐射强迫的影响。Bengtsson 等[33]的分析表明，利用该模式模拟的 20 世纪气候变率，和实际的变暖趋势吻合得非常好。从另外一个角度，该工作也表明，那些没有考虑气溶胶间接效应、却能够较好地模拟出 20 世纪气候变暖趋势的耦合模式，实际上夸大了气溶胶的直接影响，否则不可能得到近乎实际的结果。

观测资料显示，最近 20 年来，陆表温度的增暖速度，较之对流层气温要快。最近，美国国家科学院组织人力汇编这方面的资料，并将其与模式的结果进行比较，结果发现，海气耦合系统的自然变率，只能部分地解释上述趋势。在注意到观测资料方面存在的不确定性之后，他们指出，模式要想能够模拟出上述特征，必须更好地描写辐射强迫的垂直和时间分布特点，特别是对流层和平流层臭氧、气溶胶对辐射的影响，以及气溶胶对云的影响[34]。

§18.5　耦合模式的气候变率模拟

关于耦合模式的变率，Barnett[35]从参加国际耦合模式比较计划（CMIP）的模式中，选择了 11 个模式，取其控制试验的最初 100 年积分结果，计算出年平均表面温度距平，求出 11 个耦合模式所共有的 EOF 模态，通过将 Rayner 等（1996）、Jones 和 Briffa（1992）的观测年平均表面

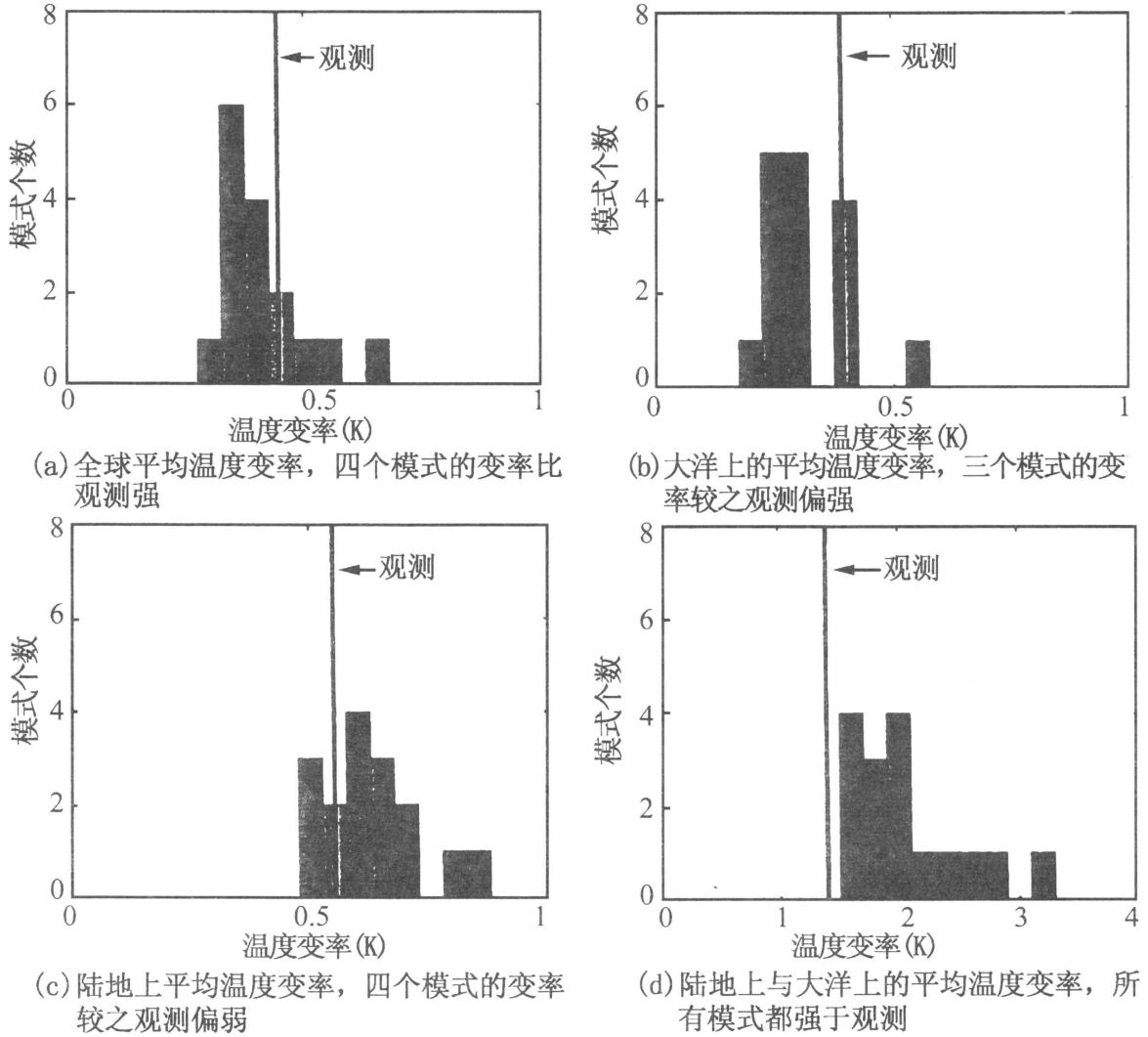
温度距平投影到这些共有的 EOF 模态上，他估计了模式变率能够在多大程度上反映观测情况。对不同模式特征根相对贡献的分析表明，不同模式间的变率相差很大，这种差异部分地是由气候漂移和其它低频变率造成的。从 GFDL 模式的 1000 年控制试验积分结果中，取出 10 个 100 年，进行类似的 EOF 分析，结果发现模式内部不同时段的差异，较之不同模式间的差异要小。由于 Barnett(1999)没有去掉 GISST 资料中的 20 世纪趋势，因此观测资料中其实包含了自然和人为强迫的影响，因此，Folland 等[36]认为，耦合气候模式的控制积分，可能低估了观测中的低频谱部分。

Stouffer 等[37]进行了类似的研究，他们把 GFDL、HadCM2 和 HAM3L 的 1000 年控制积分的表面气温变率与观测资料进行了比较，结果发现，在有器测资料记录的时段内，模拟的年到年代际尺度的变率，无论从地理分布、还是从全球平均值来看，都和实际非常接近，唯一的例外是对热带太平洋变率的模拟。HadCM2 模拟的热带太平洋变率太强，而 GFDL 和 HAM3L 的结果则太弱。在年代际尺度上，模式最大方差多位于近冰区，特别是靠近那些存在海洋深对流的地方，因而和热盐环流的低频变率存在密切联系。

Bell 等[38]将 16 个 CMIP 模式控制积分模拟的年平均表面气温变率和实际观测记录进行了比较，重点是 1 到 40 年的时间尺度，结果如图 18.6 所示，发现其中 13 个模式模拟的全球大洋上的表面气温变率偏弱，12 个模式对陆地上变率的模拟偏强，所有的模式模拟的陆上变率与海上变率的比值都偏强。上述结果可能实际上反映的是陆面模式和海洋模式中所存在的问题，特别是对海洋上的变率模拟得偏弱，在很大程度上可能是因为模式对 ELNino 的模拟太弱、甚至没有；而模拟的陆上变率太强，可能是因为陆表参数化方案太差，其中包括没有足够的土壤水分。

此前有人认为，利用采用通量调整的模式来开展人为气候变化的监测研究，可能会使观测的温度变化，较之与自然气候变率比较的结果看起来更明显，但 Duffy 等(2000)的工作表明，该观点未必正确。Duffy 等[39]将参加 CMIP 计划的耦合模式，以是否采用通量调整技术为标准分成两类，结果发现，在 1 到 20 年的时间尺度上，采用通量调整的模式

所模拟的变率，较之未采用通量调整的模式并不弱，甚至还要略强一些。不过，耦合模式的内部变率在多大程度上依赖于模式参数和分辨率，依然是一个悬而未决的问题。



(a) 全球平均温度变率，四个模式的变率比观测强

(b) 大洋上的平均温度变率，三个模式的变率较之观测偏强

(c) 陆地上平均温度变率，四个模式的变率较之观测偏弱

(d) 陆地上与大洋上的平均温度变率，所有模式都强于观测

图 18.6　16 个参加 CMIP 计划的模式模拟的 1959 ~ 1998 年的年平均表面气温变率，及其与观测值的比较(引自 Bell 等，1999)

除了将耦合模式模拟的 20 世纪气候变率与观测情况比较外，近年来，有人将耦合模式的气候变率，与全新世代用气候记录中的变率特点进行了较为系统的比较，Barnett 等(1996)发现，GFDL 和 MPI 的耦合模式，对 1600 ~ 1950 年夏季温度代用记录中年代际尺度的气候变率模拟得偏弱，特别是在低频变率上和实际相差很大。利用重建的 17 个地方的年平均、十年平均近表面温度资料，Jones 等[40]通过主分量分析发现，GFDL 模式的标准偏差和 HADCM2 模式的主分量时间序列，与代用

及观测资料中的信号很相似，不过，前面 7 个主分量的时间序列所反映的百年尺度变率，较之代用资料序列中的信号要弱，HadCM2 的情况尤其如此，该模式中热带地区的年代际变率特别强。通过进行交叉谱分析，他们发现，GFDL 的控制积分结果在统计特征上与代用资料中的信号非常相象；基于这一事实，他们认为可以利用该控制试验中近表面气温的空间分布，来代表实际的自然气候变率情况。Delworth 和 Mann[41] 的研究同样表明，Mann 等（1998）重建的古气温资料，和 GFDL 耦合模式结果在半球尺度上，气候变率的振荡特征极为相似，其主导性周期大约为 70 年，中心位于北大西洋。

总的来说，大多数耦合模式都或多或少地低估了器测资料以及代用古气候资料反映的变率特点，特别是对大洋上的情况。原因之一可能是因为大多数的粗分辨率耦合模式，都不能很好地反映 El Nino 过程（这实际上是因为这些模式不能很好地反映赤道波动和局地尺度的大气对流造成的）。另外一个原因，可能是因为这些模式没有考虑火山爆发对平流层气溶胶的影响、以及更长时间尺度上的太阳辐射变化的影响。这方面的内容，我们将在本书第 19 章中做概括性介绍。

参 考 文 献

[1] Jones P. D. and Hegerl G. C., Comparisons of two methods of removing anthropogenically related variabiliy from the near surface observational temperature field. *J. Geophys. Res.*, **103**(D12):1377 – 13786,1998.

[2] Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P. et al., High-resolution paleoclimatic records for the last millenium, *The Holocene*, 8: 467 – 483,1998.

[3] Kim K. Y., North G. R., Surface temperature fluctuations in as stochastic climate model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 18573 – 18580,1991.

[4] Pierce D. W., Barnett T. P., Mikolajewicz U., On the computing roles of heat and fresh water flux in forcing thermohaline oscillations, *J. Phys. Oceanog.*, **25**(9): 2046 – 2064,1995.

[5] Stouffer R. J., Manabe S., Vinnikov K. Y., Model assessment of the role of natural variability in recent global warming, *Nature*, **367**: 634 – 636,1994.

[6] Hassellmann K., Bengtsson L., Cubasch U. et al, Detection of anthropogenic climate change using a fingerprint method. Max – Planck Institut Fur Meteorolodie Report No.168, 20PP,1998.

[7] Manabe S., Stouffer R. J., Low frequency variability of surface air temperature

in a 1000-year integration of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim .*, 9: 376 – 393, 1996.

[8] Mehta V. M., Delworth T., Decadal variability of the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean – atmosphere model, *J. Clim .*, 8:172 – 190, 1995.

[9] Barnett T. P., Santer B. D., Jones P. D. et al., Estimates of low frequency natural variability in near-surface air temperature, *The Holocene* , 6:255 – 263, 1996.

[10] Stouffer R. J., Hegerl G. C., Tett S. F. B., A comparison of surface air temperature variability in three 1000 year coupled ocean-atmosphere model integrations, *J. Clim.*, **13**:513 – 537, 1999.

[11] Stouffer R. J., Hegerl G., Tett S., A comparison of surface air temperature variability in three 1000-year coupled ocean-atmosphere model integrations, *J. Clim .*, **13**:513 – 537, 2000.

[12] Crowley T. J., Kim K. Y., Modelling the temperature response to forced climate change over the last six centuries, *Geophys. Res. Lett .*, **26**: 1901 – 1904, 1999.

[13] Hunt B. G., Naturanl climatic variability as an explanation for historical climatic fluctuations, *Climatic Change* , **38**:133 – 157, 1998.

[14] North G. R., Stevens M., Detecting climate signals in surface temperature record, *J. Clim .*, **11**:563 – 577, 1998.

[15] Tett S. F. B., Stott P. A., Allen M. A., et al., Causes of twentieth century temperature change, *Nature* , **399**:569 – 572, 1999.

[16] Stott P. A., Tett S. F. B., Jones G. S., et al., Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes, *Clim. Dyn .*, in press, 2000.

[17] Allen M. R., Tett S. F. B., Checking for model consistency in optimal fingerprinting, *Clim. Dyn .*, **15**:419 – 434, 1999.

[18] Hegerl G. C., Jones P. D., Barnett T. P., Effect of observational samping error on the detection of anthropogenic climate change, *J . Clim .*, in press, 2000.

[19] Sarachik, E. S., M. Winton and F. L. Yin, Mechanisms for Decadal-to-Centennial climate variability, in: Decadal Climate Variability-Dynamics and Predictability, D.T. Anderson and J. Willebrand Edited, NATO ASI Series, **144**: 157 – 210pp., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996.

[20] Schneider E. K., Kinter J. L., An examination of internally generated variability in long climate simulations, *Clim. Dyn .*, **10**:181 – 204, 1994.

[21] Lau N. C., Modelling the Seasonal Dependence of the Atmospheric Response to Observed El Nino in 1962 – 1976, *Mon. Wea. Rev .*, **113**:1970 – 1996, 1985.

[22] Graham N. E., Barnett T. P., Chervin R. M. et al., Comparison of GCM and

Observed Surface Wind Fields over Tropical Indian and Pacific Oceans, *J. Atmos. Sci* .,**46**:760 – 788,1988.

[23] Barnston A. G.,Peng P.,Kumar A. et al., Comparison of SST – forced Global Climate Responses and Specification Skill of the Scripps/MPI ECHAM3 and the NCEP/MRF9 Models in Jan – Feb – Mar,Proceedings of the Twenty-third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop,Miami,Florida,Oct. 26 – 30,186 – 189pp,1998.

[24] Ronca P. E., Battisti D. S., Anomalous sea surface temperature and local air-sea energy exchange on intraannual timescales in the northeastern subtropical Pacific, *J. Clim* .,**10**:102 – 117,1997.

[25] 张学洪、俞永强、刘辉,冬季北太平洋海表热通量异常和海气相互作用:基于一个全球海气耦合模式长期积分的诊断分析,大气科学,**22**(**4**),512 ~ 521,1998.

[26] Reynolds R. W., Leetmaa A., Midlatitude monthly surface heat fluxes from models and data, in: Air – Sea Flux Fields for Forcing Ocean Models and Validating GCMs, WMO/TD – No.762, – 11,1996.

[27] Mitchell J. F. B., Johns T. J., Gregory J. M. et al., Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. Nature, **376**: 501 – 504,1995.

[28] Meehl G. A., Washington W. M., Arblaster J. M. et al., Anthropogenic forcing and climate system response in simulations of 20th and 21st century climate, J. Climate, 1999.

[29] Boer G. J., Flato G., Reader M. C., A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century, *Clim. Dyn* ., in press,2000.

[30] Haywood J. M., Stouffer R. J., Wetherald R. T. et al., Transient response of a coupled model to estimated changes in greenhouse gas and sulfate concentrations, *Geophys. Res. Lett* ., **24**:1335 – 1338,1997.

[31] Hulme M., Viner D., A climate change sceneraio for the tropics, *Clim. Change* , **39**:145 – 176,1998.

[32] Roeckner E., Bengtsson L., Feichter J. et al., Transient climate change simulations with a coupled atmosphere – ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle, *J. Clim* ., **12**:3004 – 3012,1999.

[33] Bengtsson L., Roeckner E., Stendel M., Why is global warming proceeding much slower than expected? *J. Geophys. Res* ., **104**:3865 – 3876,1999.

[34] National Research Council, Reconciling observations of global temperature change, National Academy Press, Washington D.C., 85pp, 2000.

[35] Barnett T. P., Comparison of near surface air temperature variability in 11 coupled global climate model, *J. Geophys. Res* ., **105**,:1071 – 1092,1999.

[36] Folland C. K., Parker D. E., Colman A. et al., Large scale modes of ocean surface temperature since the late nineteenth century, In: Beyond El Nino: Decadal and Interdecadal Climate Variability. Navarra A Ed., Springer-Verlag, Berlin, 73 – 102, 1999.

[37] Stouffer R. J., Hegerl G., Tett S., A comparison of surface air temperature variability in three 1000-year coupled ocean-atmosphere model integrations, *J. Clim.*, **13**:513 – 537, 2000.

[38] Bell J., Duffy P. B., Covey C. et al., Comparison of temperature variability in observations and sixteen climate model simulations, *Geophys. Res. Lett.*, **27**: 261 – 264, 1999.

[39] Duffy P. B., Bell J., Covey C. et al., Effect of flux adjustments on temperature variability in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, **27**: 763 – 766, 2000.

[40] Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P. et al., High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures, *The Holocene*, 1998, **8**:455 – 471, 1998.

[41] Delworth T. L., Mann M. E., Observed and simulated multidecadal variability in the North Atlantic, *Clim. Dyn.*, In press, 2000.

第十九章　长期气候变化成因分析

影响长期气候变化的因子主要有太阳活动、火山活动和大气中温室气体的变化等[1]。本章主要介绍太阳活动和火山活动的影响，温室气体变化的影响只是在有关模拟研究进展中进行部分介绍。

§19.1　太阳活动的影响

关于太阳活动对地球气候的影响，必须注意到时间尺度问题。受到太阳活动影响的可能主要是气候，而不是天气[2]。在对气候的影响中，还要再区别两个范畴，即几年到几十年的变化，百年以上的长期变化。这里要讨论的是百年或更长时间尺度太阳活动可能对气候变迁的影响。

近年来关于太阳活动对气候影响的研究，主要有以下三个方面的进展[3]：

①到目前已经积累了超过一个 11 年周期的太阳辐照度(TSI)卫星观测资料，证明太阳常数并不是一个常数；

②开发出表征太阳活动的代用资料，即^{14}C，证明太阳活动有显著的周期变化，对五千年来的太阳活动变化有了初步了解；

③初步证实太阳活动强时地球气候暖，太阳活动弱时冷；

④数值模拟结果表明，太阳活动是地球气候变化的一个重要因子。

19.1.1　太阳常数非常数

对太阳常数的争论延续了一百多年，直到 1983 年 Smith[4] 发表了雨云 7 号卫星的观测结果，才初步解决了这个问题。在这颗卫星上安装的空腔辐射仪，使太阳常数观测精度提高到 0.05%，在 971 天的观测中，太阳常数约有 0.3% 的变化，比观测误差大了一个数量级，才第一次肯定地证实，太阳常数不是一个真正的常数。

研究历史气候与古代太阳活动的大多数科学家都认为太阳黑子数

(SRN)多时地球气候暖,SRN 低时地球气候冷。而卫星观测的结果似乎正好与此相反。Foukal 与 Lean(1986)[5]首先对此进行了解释。他们认为 SRN 增多使 TSI 减少是一个短期行为。太阳活动增强不仅 SRN 增加,光斑也增加。光斑增加所造成的太阳辐射增强,抵消掉 SRN 增加造成的太阳辐射削弱还有余。因此,从长期变化来看,太阳活动增加,则 TSI 增加。

Sofia 与 Fox(1994)[6]指出影响 TSI 的机制可能有三种:

①时间尺度从若干天到几个月,可以用太阳活动区的影响来解释,SRN 与 TSI 为负相关;

②11 年周期,除了受活动区的影响之外,主要受光斑及磁网络影响,SRN 与 TSI 为正相关,但 TSI 的变化幅度仅为 0.1%;

③更长时间尺度的变化,其机制可能在太阳表层及深层,这种机制反映了太阳活动的长期变化,可能是气候变化的原因之一,TSI 的变化幅度应该更大,至少应比 11 年周期内的变化大一个数量级。

19.1.2　太阳活动短期变化对气候的影响

19.1.2.1　11 年周期对气候的影响

太阳活动有十分明显的 11 年左右周期性变化,地球的气候如果受太阳活动调制的话,地球气候要素的变化也应该有 11 年周期。但是,后来许多的研究结果都表明,除了雷暴与 11 年周期有比较稳定的关系外,大多数的气候要素都很少发现有稳定的 11 年周期。

是否太阳活动 11 年周期对地球气候没有影响呢?

回答却可能是否定的。这主要有两个方面的证据,即气候的 5 ~ 6 年周期与 22 ~ 23 年周期。前者即所谓的“双振动”,后者即“海尔周期”。许多作者证明气候有 5 ~ 6 年周期,而且每个 11 年周期中包括两个 5 ~ 6 年周期。在这方面贡献最大的是德国人 Baur。他在 50 年代初发表了两本专著[7,8],论述北大西洋在 m - 2 年,即 m 年前的 2 年与 M 年经向环流强、纬向环流弱,而在这两个极值年之间纬向环流强、经向环流弱。北大西洋纬向环流强时,欧洲冬暖夏干,北美也冬暖夏热。所以许多气候要素的变化表现出 5 ~ 6 年的周期性。后来大气环流资料进一步证实了 Baur 的结论。王绍武曾分析了北半球的气温与太阳黑

子 11 年周期的关系。发现在 m + 2 年及 M + 2 年气温较低,而在 m - 1 年及 M - 1 年气温较高。另外在 m - 1 年及 M - 1 年北京的夏季降水少,而在 m + 1 年及 M + 1 年降水多。这些均反映在一个 11 年周期内气候出现两个波动的情况。Baur 还认为太阳辐射不仅与太阳黑子有关,还与光斑有关。不过太阳活动 11 年周期与地球气候双振动间的联系机制还需要进一步研究。

19.1.2.2 22 年周期

大量研究发现气候要素普遍存在 22 ~ 23 年左右的周期,这种周期的长度是 11 年周期的两倍。王绍武研究了北半球的西风,也发现了 22 年左右的周期[9]。此外,还发现中国地区的夏季降水也有 22 ~ 23 年周期,并且中国的旱涝与北美大平原的旱涝变化相反。22 ~ 23 年周期是地球气候振动的一个比较主要的周期。另外,也有的作者指出由于从 1 个 11 年周期到下 1 个 11 年周期,太阳黑子的磁场反转。因此,对再下 1 个周期,就可以再反转回来。所以,也有人把 22 ~ 23 年周期称为太阳黑子的磁周期即“海尔周期”。但是现在还不清楚黑子磁场的变化对太阳辐射有什么影响。

19.1.2.3 世纪周期

太阳活动的 80 ~ 90 年周期称为世纪周期或格莱斯堡周期(Gleissberg),18 世纪末,19 世纪中和 20 世纪中 11 年周期的峰值均较强,而在 19 世纪初和 20 世纪初则 11 年周期的峰值均较弱,这都体现了世纪周期变化的特点。在 30 年代,就发现西欧的气候变量也有世纪周期,如德国柏林 1768 年以来的温度就有 89 年左右的周期。50 年代后,很多研究发现全球许多气候要素都存在世纪周期,如汉城 5 ~ 6 月雨量,中欧降水,大西洋沿岸的海平面高度,白令海的冰量等的长期变化都与太阳活动的世纪周期有很好的关系,格陵兰冰芯的氧同位素含量的功率谱分析也清楚显示出 79 年周期。

一些研究发现太阳活动的世纪周期对我国大范围的降水也有一定影响。根据 500 年旱涝等级资料,当太阳活动世纪周期的高峰之后,我国自北向南会进入多雨期。长江流域的梅雨开始日期、梅雨期的长度、汉口站的年最高水位、黄河陕县年最大流量以及西太平洋台风数的距平累积曲线均与太阳黑子的距平累积曲线有很好的对应关系,说明当

太阳活动世纪周期增强时，长江流域梅雨开始日期推迟，梅雨期缩短，长江最高水位上升，黄河流量增大，西太平洋台风数目减少。

19.1.3　太阳活动长期变化对气候的影响

太阳活动11年周期不仅长度有较大的变化，而且11年周期的振幅变化也是很大的。

英国天文学家蒙德尔于1893年发现1645～1715年这70余年的时间太阳活动十分平静。一般只有个别黑子，而从未多于1组。同时黑子的寿命亦较短，经常为单个黑子，所处纬度也较低，且只在太阳上出现1～2次，即绕太阳1周。但其他年分太阳黑子有时能绕太阳2周乃至4～5周，这也说明这段时期太阳活动比较弱。过了30年到1922年蒙德尔(Maunder)再次发表文章，论述他的发现，可惜仍未得到科学界的重视。直到1976年天文学家Eddy再次研究了这个问题[10]，才引起广泛的注意，并以蒙德尔命名这段太阳活动极弱期，称为“蒙德尔极小期”(The Maunder Minimum)。

Eddy认为有许多证据，说明蒙德尔极小期太阳活动确实比较弱：

①太阳黑子观测值，在蒙德尔极小期太阳黑子数非常低，看不出任何M年；

②极光，蒙德尔极小期只有77次极光记载，说明蒙德尔极小期太阳活动很弱；

③古代太阳黑子记录，包括蒙德尔极小期在内的一段时间，太阳上没有出现强大的黑子群；

④古代日冕记载，在蒙德尔极小期，人们对日冕的描述是暗淡苍白的光环、宽度不均匀、颜色微红、宽度狭窄；

⑤^{14}C丰度分析显示在蒙德尔极小期内^{14}C含量很高，说明这期间太阳活动大大减弱。

在蒙德尔极小期时，欧洲正处于小冰期时期(Little Ice Age)，当时欧洲出现了严寒记录，如英国泰晤士河历史上的3次封冻(1684，1694和1709年)就都发生在这个时期。清朝顺治到康熙年间是近500年来我国最寒冷的时期，也发生在这个时期。在蒙德尔极小期中的1650～1700年的50年间，太湖、汉水和淮河都结冰4次，洞庭湖结冰3次.江

西的柑橘园在1654年和1676年的两次寒潮中完全被毁。当然,大量证据表明小冰期是一个全球尺度的气候寒冷事件,而很多科学家认为在小冰期的形成中,太阳活动的减弱可能是一个重要的原因。

作为气候变化的一个自然因子,太阳活动能说明一部分气温变化,数值模拟试验证明,它是影响气候变化的一个因子,而且是一个不可忽略的因子。有关数值模拟的内容在本章§19.5中介绍。

§19.2 火山活动的影响

强火山喷发是引起全球气候变化的重要因子之一。1991年6月开始的菲律宾皮纳图博火山(Mt. Pinantubo)喷发,是近百年来最为猛烈的火山喷发,大约有超过20×10^{12}g的SO_2进入平流层18~30km的高度,比厄尔奇冲火山(Mt. El Chiochon)喷发还多两倍。

现代科学技术的进步,使科学家可以用现代比较完备的观测体系详细记录这次火山喷发的过程,卫星观测、雷达探测、地面的常规观测和特殊观测以及飞机和气球取样等等现代化的探测手段详细地记录了该次喷发的情况,喷发后平流层火山气溶胶SVA的形成、扩散、衰减,SVA的光化学特性及其对辐射、臭氧等的影响,有关该次喷发及其对全球气候的影响成溪研究热点。

美国宇航局(NASA)为此专门组织了十余次耗资巨大的、覆盖面广的飞行观测计划,日本、美国、德国和世界各地的激光雷达也系统地追踪了该次喷发形成的平流层火山气溶胶(SVA),皮纳图博火山喷发使火山气候学的研究得到了很大的发展。

对数年到百年以上的时间尺度的气候变化而言,序列分析证实火山活动的影响是非常显著的,强火山喷发总是对应着其后数年的全球和半球平均的显著降温。火山活动的影响又称为"阳伞效应"。火山活动活跃的时期对应着冷期,沉寂期对应着暖期。火山指标序列和温度序列的相关性较好,相关系数较高,火山活动可以解释近百年半球平均温度变化方差的40%~50%。

时序叠加研究证实对月季到数年的时间尺度,强火山喷发对全球和半球年平均温度的影响是明显的,至少可以使全球或半球平均气温

下降 0.3℃，持续时间超过两年，长的可以达到 3～4 年；特大火山喷发造成的温度下降更大，影响时间也更长。强火山喷发造成的全球或半球月平均温度的下降更大，最大月平均降温超过 1℃。火山喷发造成的降温在不同纬度也有较大差异，一般高纬度降温幅度大，但维持时间短，而高纬度降温幅度小，维持时间长。阳伞效应还具有区域差异和季节差异，喷发纬度附近和喷发半球降温较强，且持续时间长。

§19.3　中世纪暖期及小冰期成因分析

根据^{14}C 资料，最近 5000 年至少有十几个太阳活动的极大期与极小期，均能在地球气候变化中得到反应。如近千年来的中世纪极大期、20 世纪现代极大期以及 Sporer 极小期、Maunder 极小期、Dalton 极小期分别与全球气候的暖期与冷期相对应，这表明太阳活动长期变化是历史时期地球气候变化的原因之一[3]。

把近千年的太阳活动与气候变迁作个比较是很有趣的。分析表明近千年中共有 5 个冷期分别出现于公元 1100～1150 年、1300～1390 年、1450～1510 年、1560～1690 年及 1790～1890 年，这是综合分析了东亚、原苏联、欧洲、北美、北极地区及南半球的记录，得到的结果，可见蒙德尔极小期与施珀雷尔极小期均与冷期对应。

中世纪极大期也同中世纪暖期（公元 900～1300 年）有相当的重合。而且，近 5000 年的太阳活动与气候变化趋势基本是一致的。五千年开始时仍处于气候最适宜期的晚期，气候温暖，连续出现了 3 个太阳活动极大期。以后一直到中世纪极大期之前出现了 4 个极小期，仅有 1 个极大期。这正反映了气候最适宜期之后气候的逐渐变冷。当然要定量分析太阳活动对气候变迁的影响还需要详细的诊断分析和数值模拟研究。

此外，观测资料和数值模拟都表明，在近百年到近千年的气候变化中，火山活动也起着很大的作用，强火山频繁时期总是对应着历史上较冷的时期，反之亦然[11]。

§19.4 古气候强迫因子资料的重建

古气候强迫因子主要包括太阳活动、火山活动和大气中温室气体的变化。

太阳活动资料可以分为两种:直接观测的资料和间接获取的资料。直接资料包括太阳黑子、极光、太阳半径等,它们的准确性和时间分辨率都比较高,但长度较短,一般都不超过400年。而间接资料主要包括碳14(^{14}C)和铍10(^{10}Be)等,资料的质量差一些,信噪比比较低,但它们存在着把太阳活动资料往回延伸很长时间的可能性。

除了可以用^{14}C表征太阳活动外,其它的主要代用资料还有^{10}Be,即铍10。这些资料可以把约400年左右的器测太阳活动记录延长到数千年,还可以更好地把自然变化与人类活动对气候的影响区分开来。

近年来,用各种代用资料对太阳活动和火山活动资料序列进行重建,是发展很快的领域[12~14]。

Eddy根据古树木年轮中^{14}C含量的变化,给出了近五千年的太阳活动强度序列,确定了12个太阳活动的异常期(包括极盛期和极弱期),见表19.1。Schove在1955年发表了近两千年的M年太阳黑子数[15]。

Schove是收集了大量有关古代黑子、极光等记载而制定这个年表的。至少有3个明显的极小期,即蒙德尔极小、施珀雷尔极小和沃尔夫极小,不过最后一个极小期的强度比较弱,另外一个中世纪极大。由于这两个序列所根据的是完全不同的资料来源。但是能有这么好的一致,说明对太阳活动变化的推断是有很高的可靠性的。

图19.1是近1000年以来各种太阳活动资料与全球平均气温对比[3]。各种太阳活动资料都证实"太阳常数"是变化的,也支持太阳活动各极小期的存在(如"蒙德尔极小期")。

近1000年以来南北两个半球火山活动序列资料以及CO2的资料见图19.2[16],北半球的火山活动用格陵兰冰芯酸度来代表,南半球的火山活动是用南极冰盖的不可溶解质点浓度来代表的。

表 19.1　五千年来太阳活动异常期(Eddy，1976)[10]

编　号	名　　称	^{14}C 记录起迄年份	可能的时间范围
1	现代极大期	公元 1800(?) ~	公元 1780(?) ~
2	蒙德尔极小期	公元 1660 ~ 1770	公元 1640 ~ 1710
3	施珀雷尔极小期	公元 1420 ~ 1570	公元 1400 ~ 1510
4	中世纪极大期	公元 1140 ~ 1340	公元 1120 ~ 1280
5	中世纪极小期	公元 660 ~ 770	公元 640 ~ 710
6	罗马极大期	公元 1 ~ 140	公元前 20 ~ 公元 80
7	希腊极小期	公元前 420 ~ 300	公元前 440 ~ 360
8	荷马极小期	公元前 800 ~ 580	公元前 820 ~ 640
9	埃及极小期	公元前 1400 ~ 1200	公元前 1420 ~ 1260
10	石柱极大期	公元前 1850 ~ 1700	公元前 1870 ~ 1760
11	金字塔极大期	公元前 2350 ~ 2000	公元前 2370 ~ 2060
12	苏马极大期	公元前 2700 ~ 2550	公元前 2720 ~ 2610

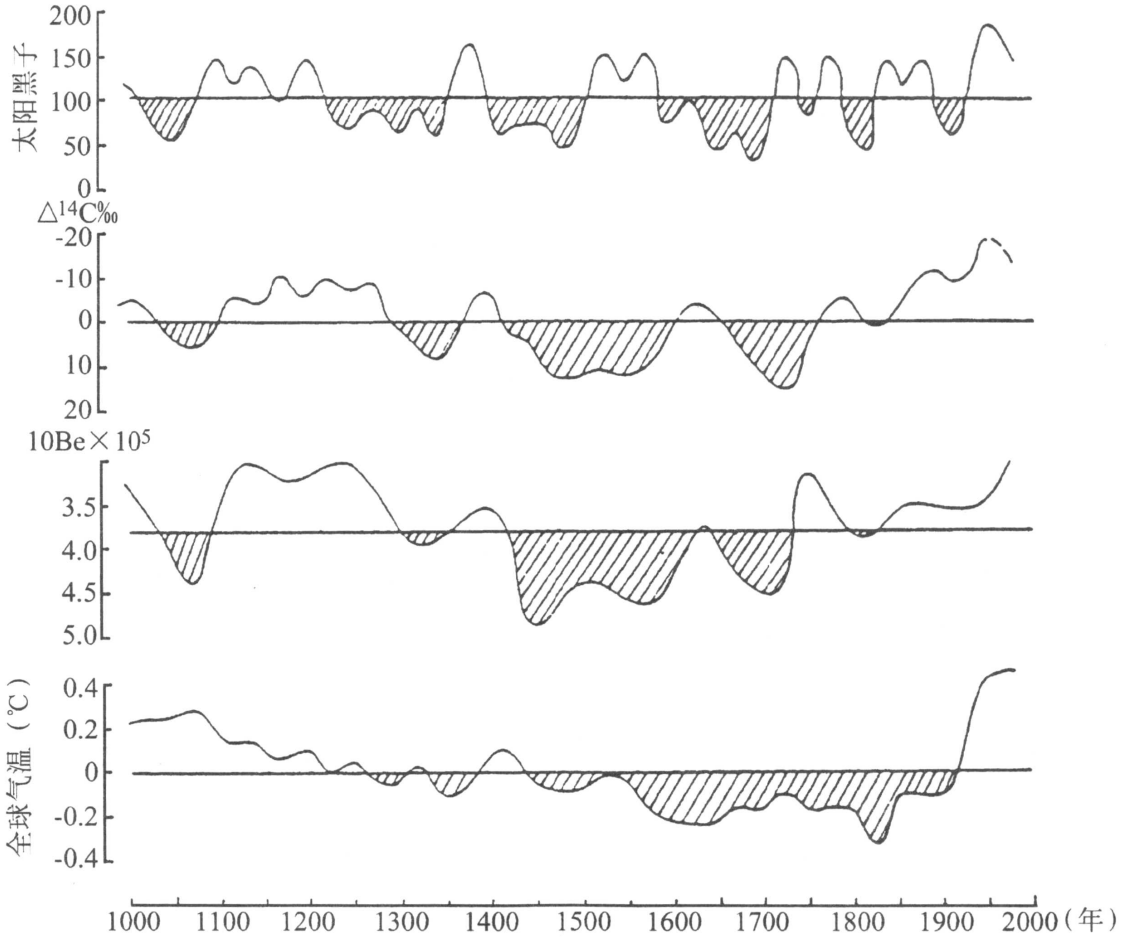


图 19.1　1000 ~ 1975 各种太阳活动指数及全球平均气温

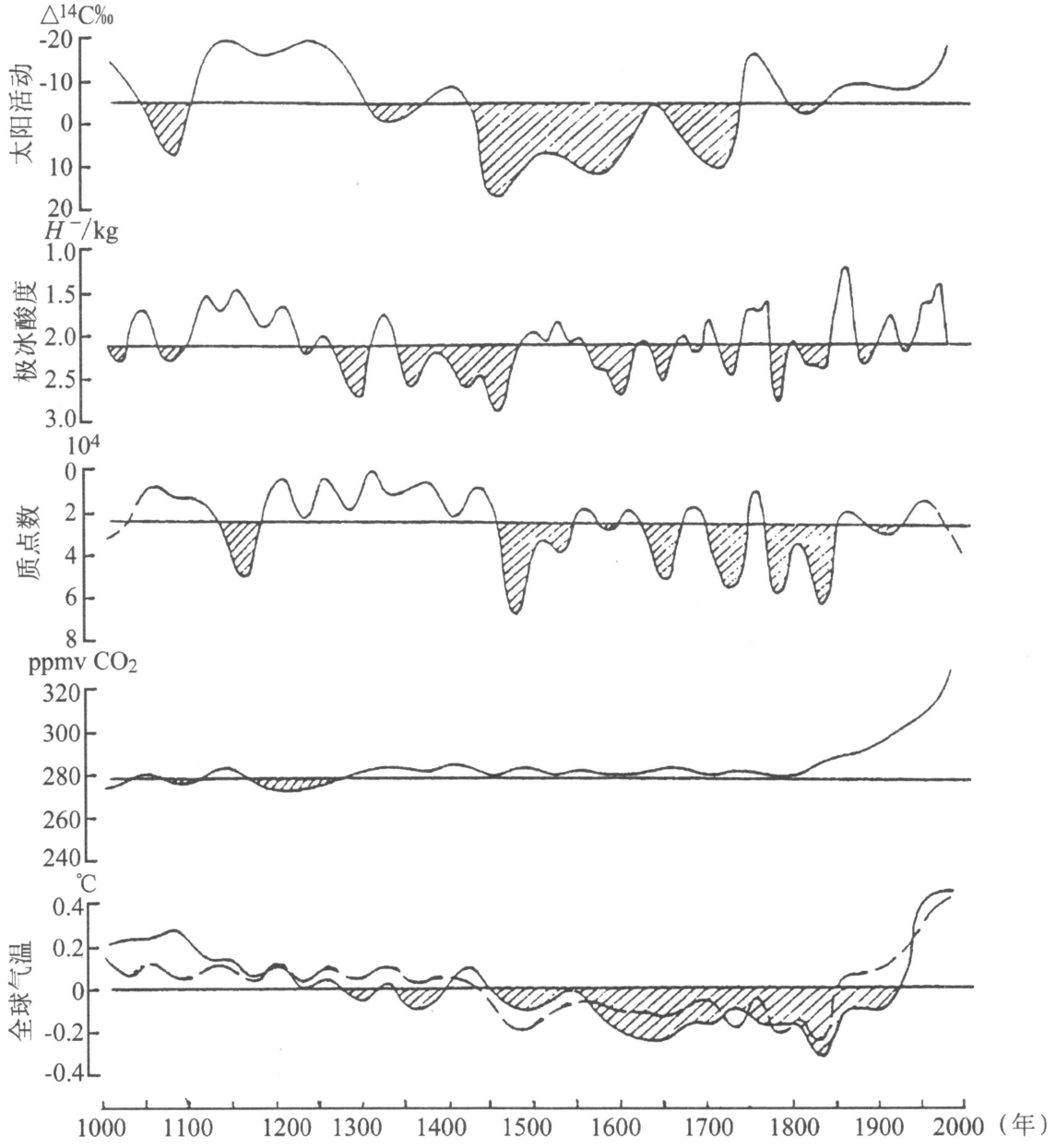


图 19.2 近千年辐射强迫因子及气温变化的模拟

$\Delta^{14}C$-太阳活动，极冰酸度-北半球火山活动，质点数-南半球火山活动，CO_2-温室效应，全球气温实线-全球平均气温，全球气温虚线-模拟气温

§19.5 近百年和近千年全球气温变化的模拟

本节主要介绍外强迫作用发生变化时（太阳活动变化、火山爆发、CO_2 增加等）对气候特别是温度影响的模拟。

用于作气候模拟的模式有许多种，大体上可以分为简单及复杂两类。简单模式主要是能量平衡模式，即根据地球表面的热量收支来计

算可能发生的气温变化。这里不考虑大气是如何运行的，海洋又是如何运行的。所以，只能从热力学角度来研究问题。目前大多数人还尽量应用简化模式，何况简化模式也有自己的优点，比较容易判断某个物理因子的作用。复杂模式主要是指各种具有高分辨率和复杂物理过程的大气环流模式。

人们很关注自然气候变迁，通过利用数值模拟的方法来研究外强迫在气候变化中的作用时，通常有两中途径。第一，利用气候模式研究太阳常数变化及火山活动可能造成的气候变化；第二，利用已经掌握的气候变迁资料，以及太阳常数与火山活动资料，根据气候模式或者用统计方法进行检测，即检查是否已知的气候变迁能够用太阳常数变化及火山活动的变化来解释。

第一类工作也称为敏感性实验，即研究地球气候对某个因子的敏感性。第二类工作是在第一类工作的基础上，分析可能的成因。根据气候模式来模拟全球平均气温的演变。

19.5.1　阳伞效应的模拟

对火山活动影响作敏感性实验研究比较困难，因为太阳常数变化的影响是全球性的，而一次火山爆发是有时间地点的，火山灰及气溶胶在大气中的传播也需要一定的时间。因此，每一次火山爆发的气候影响可能都有自己的特点。但是一般认为 1 次强大的火山爆发，可能造成的半球到全球平均气温下降在 0.5 ~ 1.5℃之间。当然，这是指一次火山活动的影响。火山活动有时非常集中，有时则相对沉寂。例如，20 世纪 20 年代到 40 年代就几乎没有发生任何强大的火山爆发，因此人们认为这可能是这段时期气候变暖的原因，至少是原因之一。如中世纪暖期的温暖程度可能与 20 世纪相当，或较之略暖，而小冰期的温度大约低 0.5 ~ 1.5℃。因此，至少从数量级上看，太阳常数的变化及火山活动的变化可能成为中世纪暖期及小冰期的成因。

对火山爆发的气候影响模拟研究可以分为两类；一类是对个别实际火山爆发的模拟，一类是理想的模拟，不针对某一次火山爆发。在第一类工作中，Hunter[17]首先模拟了 1883 年克拉卡托火山爆发的影响，结果发现热带地区气温下降 0.7℃，北半球下降 0.3℃，与观测事实较

为接近。Hansen 等[18,19]模拟了 1963 年阿贡火山爆发的影响，很好地模拟出澳大利亚的降温，值得注意的是，在这个试验中第一次模拟了平流层的升温，由于火山云在平流层造成气温上升，所以强火山爆发后，对流层气温下降，但平流层气温上升，这个推论已经得到观测资料的证实。由于 1957～1958 年国际地球物理年之后，加强了对平流层的观测，1963 年已经有了平流层气温的资料，这个试验计算出来的平流层升温与观测结果非常一致。1984 年 Robock[20]对厄尔奇冲火山爆发进行了模拟，指出全球气温的降温幅度约 0.4℃，其影响最大在第 3～4 年，其影响完全消失可能要 10 年的时间。他还指出北半球高纬的反映可能比较明显，这是因为高纬冰雪反照率增强了这种影响。李晓东用二维能量平衡模式模拟了 1991 年皮纳图博火山爆发的影响[21,11]，计算出来的火山爆发后 10～15 个月气温距平与观测结果十分一致，在欧亚大陆及北美降温达到 0.5～0.6℃，如果考虑到还有其他因子在控制气温的变化，这些模拟就可以认为是很成功的了。例如 1982～1983 年发生了强大的厄尼诺事件，有的作者认为这可能是 1982 年厄尔·奇冲火山爆发造成的实际降温过程较短的原因。

19.5.2 太阳活动影响的模拟

模拟太阳活动对气候的影响有许多的困难，其中最大的困难是对太阳辐射值的估计，首先因为目前比较精确的卫星观测资料很短，仅有 20 年左右的长度，即大致包括 1 个磁周期循环，而在此前的地面天文台站的辐射观测精度很低，而历史时期连地面辐射观测也没有。其次，是对太阳辐射变化的幅度的估计也很困难，因为根据最近卫星观测的结果，在一个磁周期内太阳常数的变化最大只有 $2W/m^2$，即与其平均值 $1372W/m^2$ 相比只有大约 0.15%的变化量，可以说是很小的一个量。

一个世纪以来，全球气温变化呈现明显的上升趋势，大约上升了 0.6℃，在影响全球气温变化的因子中，温室气体的上升是明显的，而太阳活动的异常也处在现代极大期。温室效应的重要作用是得到广泛认可的，但对太阳辐射变化影响重要性的认识则存在着一定的分歧。一种认为太阳辐射变化引起的气温变化即使有也不算大，如 J. Lean (1999)[22]等认为，在气候敏感度为 $1℃/(W·m^2)$ 假设下，从 1900 年到

1990年，太阳辐射变化在0.6℃的总变化中造成的温度变化为0.25℃，他们认为，在1850年之前的小冰期中，太阳活动对变化起着主导作用，而这种作用从1900年之后的工业化时代，则变得不是那么重要了。D. J. Thomson(1997)[23]认为二氧化碳浓度变化引起的气温变化至少是太阳辐射变化引起的气温变化的3倍，即太阳辐射变化的作用仅占约1/4，人类燃烧化石燃料而排放出的CO_2的作用是主要的。P. E. Damon等(1999)[24]也认为温室效应是起决定性作用的因子，太阳活动的作用能够起到一定的作用但它是一个次要的分量。

另一种观点则认为太阳辐射变化的作用也是很重要的。Reid[25,26]特别强调太阳黑子11年周期的包络线的变化可能对气候长期变化有更重要的意义，即考虑的尺度越长则太阳辐射的变化幅度也越大。据此，他推测在蒙德尔极小期太阳辐射可能比现在低1%，这是一个很大的量，因为很多作者的估计当时的太阳辐射比现在低0.1%～0.7%，因此瑞德的这个估计可能是一个最高上限。根据这个估计，许多作者设计了能量平衡模式来作敏感性试验，当然，计算结果依赖于选用的模式。大部分结果表明太阳常数如果增加1%，全球温度可能会增高1.5℃左右，太阳常数如果增加2%，全球平均气温可能上升3℃。这个结果大体上与小冰期温度变化接近。不过，模拟结果也表明，太阳常数增加或减少对气候的影响是不对称的，如当太阳常数减少2%时，全球平均气温可能下降4℃以上。

Reid[25]最近又利用一维能量平衡模式模拟了太阳活动对近百年来全球变暖的贡献。首先，将观测到17世纪以来的太阳黑子数转换成太阳常数值，在确定转换关系时他人为给定蒙德尔极小期时全球温度比现在低1度，再看在模式中要达到这个幅度的降温太阳常数该有多大的变化，结果发现蒙德尔极小期时的太阳常数比1980年水平低0.65%左右，这也与根据其他途径作出的估计相符合。然后，再利用转换得到的太阳常数来强迫模式，因为最前面和最后一段时期被用来“拟合”，所以只用中间辐射来强迫。结果发现，在1900到1955年期间，太阳辐射和温室效应对全球温度的贡献大约各占50%，这远高于以往人们对太阳活动贡献的估计。因此，Reid近一步指出，最近几十年全球温度变化的因子分析中，人们可能低估了太阳活动所起的作用。

19.5.3 近百年气候变化的模拟

我们先来看对近百年气温变化的拟合[27]。对近 130 年全球平均气温变化进行分析。共考虑了 4 个因素,即太阳常数、火山活动、温室效应及 ENSO。前 3 个因子前边已经讨论得很多了。ENSO 这里用来反映海气相互作用,因为,这里时间分辨率为年,而 ENSO 是年际气候变率的重要因子,所以把 ENSO 考虑在内。这样拟合的气温变化与观测气温的相关系数达到 0.88,可见关系十分密切了,这就是说用这 4 个因子基本可以解释过去一百多年来的气候变化。拟气温与用代用资料得到的气温序列之间的相关系数及解释的方差见表 19.2。

表 19.2 用不同强迫因子对气候变化模拟的比较

考虑的因子	温室气体	太阳活动	火山活动	ENSO	相关系数	解释方差%
模拟方案 1	是	否	否	否	0.817	66.7
模拟方案 2	否	是	否	否	0.84	65.0
模拟方案 3	否	否	是	否	0.72	53.6
模拟方案 4	是	是	是	否	0.857 0.951(a)	70.6 88.1(a)
模拟方案 5	是	是	是	是	0.882	75.8

19.5.4 近千年气候变化的模拟

王绍武用零维能量平衡模式模拟了近千年的气候变化[16],为了检查模拟的结果,首先建立了全球平均气温序列,共选用了 30 个单站序列,其中有 20 个在北半球,10 个在南半球,虽然,在海上还缺少资料,但是大体上覆盖了世界各大洲。30 个序列之中有 8 个是冰芯氧同位素,8 个为树木年轮及 7 个史料序列,其余为冰川、孢粉序列。为了统一对每个序列标准化,分辨率为 25 年,即 100 年中有 4 个点;即公元 1000 年、1025 年、1050 年 ……,依此类推,直到公元 1975 年。根据这分资料,中世纪暖期大多出现于公元 1000 ~ 1200 年之间,小冰期冷期则主要在公元 1600 ~ 1650 年及 1800 ~ 1850 年。公元 1950 ~ 1975 年为现代暖期。中世纪暖期最高气温距平 0.63℃,小冰期为 - 0.69℃,现代暖期为 0.63℃,这表明中世纪暖期的气温与现代暖期相近。当然,如果取全球或半球平均,气温距平绝对振幅可能比这个低,因为不

同站的最高气温或最低气温出现时间彼此有差异，因而气温距平相互抵消了一部分。

有了这个气温序列，就可进行模拟研究，这里采用最简单的模式，即只考虑全球平均气温，强迫因子主要有3个：即火山活动、太阳活动、温室效应。火山活动用北半球的冰芯酸度及南半球南极冰芯杂质质点数作代表。太阳活动用^{14}C代表太阳辐射强度，温室效应取CO_2浓度，但其中扣除了近几十年大气污染物的影响。

对近1000年来全球气温的变化的模拟也是相当成功的，模拟出了近千年的气温变化，包括中世纪暖期、小冰期以及现代暖期（见图19.2），模拟结果与冲建温度的相关系数高达0.85。

这些模拟表明、火山活动与太阳活动可能是中世纪暖期及小冰期形成的主要原因，而现代气候变暖则主要是温室效应加剧的结果，但是20世纪中的变暖可能同时受火山活动沉寂影响，现代变暖亦可能在一定程度上与太阳活动增强有关。

有关太阳活动影响的模拟还有一些进展，由于加热率廓线是与太阳辐射的光谱有关的，太阳辐照度的谱变化带来的影响受到更多重视，特别是太阳紫外光谱变化影响的光化学过程，如太阳紫外光增强时，平流层上部臭氧的生成量也会增加，这些臭氧的向下和向极的传播，使得平流层下部的臭氧分布也会发生变化从而影响太阳辐射的吸收（Heigh，1999）[28]，当然，对这些过程的模拟需要分辨率更高物理过程更复杂的GCM。

参 考 文 献

[1] 王绍武，气候系统引论，气象出版社，250pp，1994。

[2] 王绍武，地球气候对太阳活动周期的响应（章基嘉、黄荣辉主编，长期天气预报和日地关系研究），海洋出版社，43～52，1992。

[3] 王绍武．太阳活动对气候变化的影响（见气候变化规律及其数值模拟研究论文集（第三集，85-913项目02课题论文委员会编），气象出版社，100～110，1996。

[4] Smith, E. A., T. H. V. Harr, J. R. Hickey and R. Maschhoff, The nature of the short period fluctuations in the solar irradiance received by the earth, *Climate Change*, **5**:211－235,1983.

[5] Foukal, P. and Lean, J. The influence of faculae on total solar irradiance and lu-

minosity, *Astrophys. J.*, **302**: 826.

[6] Sofia S. and P. Fox, Solar variability and climate. a editional essay, *Climate Change*, **27**:249 ~ 257.

[7] Baur, F., Physikalisch-statistiche Regeln als Grundlage fur Wetter-und Witterungsvorhersagen, Frankfirt I,1956.

[8] Baur, F. Physikalisch-statistiche Regeln als Grundlage fur Wetter-und Witterungsvorhersagen, Frankfirt II,1958.

[9] 王绍武,大气环流振动的周期与太阳活动的关系(气象学报编委会编,气象学若干问题的进展),科学出版社,48 ~ 67,1963。

[10] Eddy, J. A., The Maunder Minimum, *Science*, **192**:1189 ~ 1203,1976.

[11] 李晓东,火山活动对全球气候的影响,中国科学技术出版社,143pp,1995。

[12] Beer, J., Werner Mende, Rita Stellmacher and Oran R. White, Intercomparisons of proxies for past solar variability, Climate Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000, Years, Edited by Philip D. Jones et. al. Springer – Verlag Berlin Heidelberg,NATO ASI Series, **141**:501 – 517,1996.

[13] Lean J. Reconstruction of Past Solar Variability. Climate Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years, Edited by Philip D. Jones et. al. Springer-Verlag Berlin Heidelberg,NATO ASI Series, **141**: 519 – 532,1996.

[14] Robock A. and Melissa P. Free, The volcanic record in ice cores for the past 2000 years, Climate Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years, Edited by Philip D. Jones et. al. Springer-Verlag Berlin Heidelberg , NATO ASI Series,**141**:533 – 546, 1996.

[15] Schove, D. J., The sunspot cycle, 649 B.C. to A.D. 2000, *J. Geophys. Res.*, **60**, 127 – 146,1955.

[16] 王绍武,近千年全球气温变化(见气候变化规律及其数值模拟研究论文集,第三集,85 – 913 项目 02 课题论文委员会编),气象出版社,137 ~ 147,1996。

[17] Hunt, B. G., A simulation of the possible consequence of a volcanic eruption on the general circulation of the atmosphere, *Mon. Wea. Rea.*, **104**(4):333 – 349,1976。

[18] Hansen, J., et. al., Mount Agung eruption provides test of a global climateic peturbation, *Science*, **199**: 1065 – 1068,1978.

[19] Hansen, J., et. al., Global climate changes as forecast by GISS three dimention-aal moddel, *J. Geophys. Res.*, **93**(D8):9841 – 9364, 1988.

[20] Robock, A., Climate model simulations of the effect of the El Chichon eruption, *Geof. Int.*, **23**(3): 403 – 414,1984.

[21] 李晓东、王绍武,火山活动及其影响的研究(气候变化规律及其数值模拟研究论文集,第三集,85-913 项目 02 课题论文委员会编),气象出版社,111 ~ 123,1996。

[22] Lean, J., David Rind, Evaluating sun-climate relationships since the Little Ice

Age, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Physics*, **61**:25 – 36, 1999.

[23] David J., Thomson. Dependence of global temperature on atmospheric CO_2 and solar irradiance, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, USA, **94**:8370 – 8377, 1997.

[24] Paul E. Damon, Alexei N. Peristykh., Solar Cycle Length and 20th Century Northern Hemisphere Warming: *Revisited. Geophysical Research Letters*, **26** (16):2462 – 2472,1999.

[25] Reid G. C., Solar Forcing of Global Climate Change since the Mid – 17th Century, *Climatic Change*, **37**: 391 – 405,1997.

[26] Reid G. C., Solar Variability and Its Implications for the Human Environment, *J. Atmos., Solar-Terrestrial Physics*, **61**:3 – 14,1999.

[27] 毕鸣、李晓东、王绍武,近百年气候变化模拟以及未来 50 年气候变化预测(气候变化规律及其数值模拟研究论文集,第三集,85-913 项目 02 课题论文委员会编),气象出版社,124 ~ 136,1996。

[28] Heigh, J. D., Modelling the impact of solar variability on climate, *J. Atmos., Solar-Terrestrial Physics*, **61**: 63 – 72,1999.

第二十章 温室效应的检测及预测

§20.1 温室效应检测的重要性

如前面有关章节所述，由观测资料证实近百年全球变暖的事实是可靠的，而且也是值得重视的。由此，科学家们面对的研究问题是目前的变暖原因是什么。

仪器观测和根据冰芯等代用资料的计算表明，自工业革命以来，由于工业的发展与现代化程度的发展，人类活动造成的大气中温室气体如二氧化碳(CO_2)，氧化亚氮(N_2O)，甲烷(CH_4)等的浓度明显增加。例如，在美国夏威夷 Mauna Loa 观测的自 1958 年到 1999 年大气中 CO_2 的浓度变化表明，CO_2 以每年 1.5($\times 10^{-6}$)的速率增加，已经从工业革命前 280 ($\times 10^{-6}$)增加到 1999 年的 370 ($\times 10^{-6}$)[1]。研究还表明，有些温室气体如氯氟烃类(CFCs)在工业革命前大气中根本不存在，但是近 50 年来不但大气中测到这些气体，而且浓度明显增加。1978 年全球大气中 CFC-11 浓度是 150pptv①，到 1998 年已经达到 268pptv[2,3]。

人类活动同样能够造成大气中气溶胶类含量增加，近几十年的观测事实已经证实了这一点。例如，一些工业排放大量硫化物气溶胶(包括硫化物，燃料燃烧，生物量燃烧的有机气溶胶等)进入大气，计算估计其总的直接辐射是 $-0.5W/m^2$(范围在 -0.25 到 $-1.0W/m^2$ 之间)[2]。由于人类活动排放气溶胶增加造成云的性质的变化所引起的间接效应，估计的辐射强迫变化在 0 到 $-1.5W/m^2$ 之间[2]。又如由于人类活动造成沙漠化与干旱化，被大风刮起的尘埃颗粒等沙尘暴，也是产生尘埃与气溶胶的源。因此，从近百年的仪器记录得到的全球大气中温室气体和硫化物气溶胶的浓度确实明显增加，而较为可靠的古气候与冰芯证据表明，这种增加的原因是与人类活动向大气中排放的温室气体

① 1pptv 表示体积分数为 10^{-12}，下同。

等增加有密切关系的。科学家们进一步考虑，温室气体与硫化物气溶胶浓度增加会对全球和区域气候变化造成什么样的影响，即近百年的全球变暖是否与人类排放有关，因此需要做温室效应的检测。

造成气候变暖的可能因子很多，如何来衡量各种因子对气候变化的贡献大小。科学家一般用辐射强迫来表示，即把各种因子对气候变化的影响转换为一个共同指标——辐射强迫，认为辐射强迫是计算各种强迫机制潜在的气候重要性的一阶逼近。辐射强迫可以用来衡量如人类活动造成 CO_2 等温室气体的辐射效应，人类活动造成排放的硫化物气溶胶的辐射效应，火山活动喷发的气溶胶等的辐射效应，对流层与平流层臭氧(O_3)变化引起的辐射效应等。

辐射强迫可以分成直接效应和间接效应，近十年来对人类活动造成的各种因子的辐射强迫进行了较为详细的估算。例如，温室气体如 CO_2，CH_4，$N2_O$ 等的直接效应约为 $+2.45W/M^2$，对流层 O_3 是在 $+0.2 \sim +0.6W/M^2$ 之间，平流层 O_3 是 $-0.1W/M^2$。对流层气溶胶总的直接效应是 $-0.5W/M^2$。由于人类活动引起气溶胶改变，造成云的变化，带来辐射强迫的间接效应在 0 到 $-1.5W/M^2$ 之间[2]。对辐射强迫与气候变化关系的定量计算指标目前应用较多的是用“全球增暖潜势”(global warming potential，用 GWP 表示)来衡量。全球增暖潜势试图对人类排放的各种温室气体的相对辐射强迫效应提供一种简单的测量方法。全球增暖潜势的定义是大气中目前排放的单位质量某温室气体相对于一种参照气体(一般常用 CO_2)在未来选择的时间段(如 20 年，100 年等)的累积辐射强迫值，因此，利用该定义可以分别计算人类排放的每一种温室气体相对于 CO_2 的辐射强迫值。

全球气候的变化(如气温)可以看成由两部分组成，即一是气候的自然变化，有来自外部的自然强迫如太阳活动和火山活动，以及气候系统内部的相互作用和变率；另一方面是人类活动如人口增加，能源排放和土地利用(下垫面覆盖与植被状况等)的变化等造成的气候变化。气象仪器观测到的气候变化是气候的自然变化与人类活动造成的变化的合成。换言之，气象仪器不能分别观测气候的自然变化与人类造成的气候变化。各国科学家和政策制定者以及公众更为关心的是，气候的自然变化和人类造成的变化分别有多大？由于人类活动造成向大气中

排放的温室气体的增加是不是已经使全球变暖？因此，需要研究气候变化的检测，特别是温室效应的检测。自 20 世纪 90 年代以来，气候变化的检测愈来愈受到国内外科学家们的重视。表 20.1 总结了 1995 年以来国内外有关气候变化检测的主要研究。研究所用的模式包括能量平衡模式(EBM)和全球环流模式(GCM)，而完全的全球大气耦合海洋

表 20.1 自 1995 年以来国内外主要作气候变化检测研究的总结

研究者	模式与方法	检测信号	检测要素	模拟/预测
王绍武，赵宗慈(1995)	GCMs 与统计模型	太阳辐射，火山活动，温室气体	全球年平均气温	预测
Santer 等(1996)	ECHAM1，GFDL HadCM2，LLNL	温室气体，温室气体＋硫化物，气溶胶	全球年季垂直气温	平衡/预测
Hegerl 等(1996，1997)	GFDL，ECHAM1，ECHAM3，HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物，气溶胶	全球年和夏季表面气温	预测
Tett 等(1996)	HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，温室气体＋硫化物气溶胶＋臭氧	全球垂直气温	历史模拟
毕鸣，王绍武(1997)	EBM	太阳辐射，火山活动	全球年平均气温	预测
李晓东		ENSO，温室气体		
North 等(1998)	GFDL，EBM	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，太阳辐射，火山活动	全球年平均表面气温	历史模拟
Hegerl 等(1999)	GFDL，ECHAM3，HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，火山活动，太阳辐射	全球年和夏季表面气温等要素	预测
Allen，Tett(1999)	HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，温室气体＋硫化物气溶胶＋臭氧	全球垂直气温	历史模拟
Tett 等(1999) Stott 等(1999)	HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，太阳辐射，火山活动	全球年和季表面气温	历史模拟
Barnett 等(1999)	GFDL，ECHAM3，ECHAM4，HadCM2	温室气体，温室气体＋硫化物气溶胶，温室气体＋硫化物气溶胶(直接＋间接)＋臭氧	全球表面气温	预测
Tett 等(2000)	HadCM3	温室气体＋硫化物气溶胶(直接＋间接)，温室气体＋硫化物气溶胶(直接＋间接)＋臭氧	全球年表面气温	历史模拟
赵宗慈等(2000)	GCMs，区域模式	温室气体，温室气体＋硫化物	中国气温，降水等	预测
高学杰(2000)	CSIRO＋区域模式	气溶胶	中国气温，降水等	
Boer 等(2000)	CCCma	温室气体＋硫化物气溶胶	全球年表面气温	历史模拟

注：本表按发表时间排序)[4-19]；
为便于叙述和节省篇幅，有些研究列于表 20.4，未包括在本表内

环流模式(AOGCM)越来越应用广泛;为了减少噪声,气候模式的集合模拟和预测在检测中也开始被应用;模式运行的时间尺度已经达到几百年到千年;检测的信号有:温室气体、硫化物气溶胶(直接,间接)、臭氧、太阳辐射、火山活动、ENSO 以及内部的气候变率(年际、十年际、几十年际)。需要强调的是每个研究都包括了对温室气体的检测。

§20.2　温室效应的检测方法

温室效应的检测首先要考虑检测哪些能够代表气候变化的变量。20 世纪 90 年代初期检测全球年平均表面气温,而到 90 年代末期检测的变量包括范围已经很广,并且涉及到一维,二维和三维空间分布[4~19],即:

①温度指标:如全球、半球和纬向年或季平均表面气温,表面气温在全球的地理分布,气温的垂直分布等;

②热量指标:如次表层陆温、冰核温度、冰川退缩、海冰与雪盖范围,温度季节循环、日较差等;

③水循环指标:如降水量、强降水、水汽等;

④环流指标:如 ENSO、北冰洋和南极洲涛动等。

其次,由于温室效应只是引起气候变化的一个可能因子,因此,在作温室效应检测时,还必须注意到其它可能影响气候变化的因子。目前的研究一般包括:引起气候变化的自然因子如太阳活动和火山活动外部强迫,以及气候系统内部的相互作用如 ENSO 和年际与年代际变率等;引起气候变化的人类活动因子,如温室气体(可以用 CO_2 当量表示,或直接考虑各种温室气体),硫化物气溶胶(包括直接和间接效应),平流层和对流层臭氧,人类活动引起陆面植被状况改变造成的尘埃。因此,气候变化的检测需要逐一检测每个因子对气候变化的可能贡献,而温室效应的检测只是其中一个重要方面。

温室效应的检测方法分为两大类,即一类为用数理统计方法进行检测,如多元回归分析、信号与噪声分析、奇异谱分析、最佳检测技术、基本图形研究,指纹法(fingerprint),等。另一类用气候模式,包括简单气候模式如能量平衡模式和复杂的气候模式即全球环流模式来进行检

测，也经常用两类方法结合起来进行检测。此外，检测中还要利用一些已知的物理关系来判别其检测的可信程度。

需要强调指出的是，温室效应的检测是建立在统计假设检验、多元回归分析和指纹法的基础上。假设检验的核心是，假定温室效应对气候变化没有影响，然后经过数理统计计算后，推翻原假设，从而证明温室效应对气候变化有影响。多元回归分析的核心是，将观测的气候变化如气温看成是一个预报对象，而把影响到气候变化的各种可能因子如温室气体等看成是预报因子。通过计算与分析可以得到由多少个因子的合成满足最小二乘法的原则，则这些因子为影响气候变化的主要成员。指纹法的核心思想是，利用数学物理方法在各种检测因子造成气候变化中寻求与观测的气候变化值最接近的组合（即矢量间的距离最小），由于类似核对指纹，因而称指纹法。

利用气候模式检测的基本原理是，首先用气候模式运行作目前气候的控制试验，然后在用该气候模式运行中只改变模式的一个或几个影响因子如 CO_2 等温室气体，则这次运行结果表示由于 CO2 等温室气体变化造成的全球气候变化，称为该因子（或几个因子）变化的敏感试验。最后用敏感试验减控制试验，可以得到由于某些因子的改变有可能造成的气候变化。利用这种方法可以逐个检测 CO_2 等温室气体浓度变化，硫化物气溶胶排放的增加，太阳辐射变化，以及火山活动等造成的全球气候变化的贡献大小。因此，气候模式是温室效应检测中的一个重要工具。作为检测方法的例子，以下给出几个检测方案。

20.2.1 全球平均变量变化的检测方法

全球平均变量变化的检测方法主要有三种，即：对单一气候变量的变化趋势或变化的统计信度的检测；模式模拟与观测的对比；以及气候敏感性的经验估算。一般在检测中全球平均变量选取全球或半球年平均表面气温。其具体作法是：

首先是对观测的变量如全球（或半球）气温资料进行检测。利用统计模型计算与分析其观测资料的长期（如气温为近百余年）变化趋势，包括线性或非线性变化趋势，以及其相对于趋势项的偏差即残差部分，该残差部分被认为是气候的自然变率。然后对变化趋势项进行统计信

度检验，说明该趋势项是否达到信度，如对于气温，即检验是否有明显的增暖或变冷趋势。另一方面，用气候模式（或简单的上翻扩散能量平衡模式，或全球大气耦合全球海洋环流模式）在控制试验中积分千年，分析百年时间尺度是否有与观测资料分析得到的趋势项类似的变化趋势，从而作为统计分析的佐证。进而分析观测的趋势项是否是由于人类活动所致。

20.2.2　模式结果和观测资料的对比

气候模式一般多选用简单的上翻扩散能量平衡模式，有计算条件的也可用全球大气耦合全球海洋环流模式。用该模式做控制试验即目前气候态积分，一般积分几百年或千年。再用该模式做一系列强迫试验，即分别在模式中加入单一强迫如自然因子太阳变率、火山活动、或人类活动强迫如温室气体和硫化物气溶胶；还试验加入多个强迫如上述因子的部分或全部。一般每个强迫试验分别积分百年或千年、气候模式的控制试验积分或强迫试验积分也可从有气温观测资料如大约1850年开始积分至目前如1990年、然后用上述的模式积分结果中的变量如全球年平均气温，与观测的近百余年全球年平均气温变化曲线进行对比、最后从曲线的相似来分析可能由哪些因子构成的近百余年的全球气温变化特征。

20.2.3　气候对强迫的敏感性的经验估算

估算的设计考虑气候系统对于外强迫的敏感性，用一个参数（如DT2x）作为度量标准，简称气候敏感参数。具体做法是，选用气候模式，一般用简单的上翻扩散能量平衡模式，在给定不同的参数DT2x的条件下，如DT2x等于1.5℃，2.5℃，4.5℃（相当于达到CO_2加倍时的温度），然后用该模式考虑模式积分中只加入温室气体，或加入温室气体和硫化物气溶胶，或加入温室气体，硫化物气溶胶和太阳辐射强迫的变化，分别在参数DT2x的三种情况下积分。一般气候模式的积分从1850年到1990年。然后对比模式在各种情况下积分得到的全球年平均气温与观测的变化对比，对应的最相似情况即认为这些因子可能是造成全球气温变化的原因。

§20.3 温室气体排放构想与贡献检测

温室气体的排放构想涉及到过去和未来人类活动的情景。20 世纪 90 年代以来，对人类活动设计的方案从简单的只考虑 CO_2 加倍的准气候平衡态试验，到考虑 CO_2 等多种温室气体。即考虑 CO_2 等多种温室气体的作用，又考虑硫化物气溶胶的联合作用，而且这些微量气体等是随时间逐渐增加的。从排放的时间来看，最早的方案只是理想化的考虑突然 CO_2 加倍，后来的试验考虑 CO_2 等温室气体随时间每年增加 1%或 1.5%，一般积分 100 年，大约在 50～70 年时达到 CO_2 加倍。近些年考虑模式从 1850 年积分到 1990 年或 1995 年，这一段按照温室气体的实际排放并且可以与观测实况进行对比，然后再按温室气体等每年增加 1%～1.5%（或其他排放方案）积分 100 年，即认为达到 2100 年，由此可以预测，未来排放对气候变化的可能影响。

IPCC1990，1992 和 1998 年报告[20～22]中给出，考虑人口增加、能源排放、和土地利用等，未来 100 年人类活动造成大气中温室气体浓度增加的多种情景。建立在 IPCC 工作基础上，表 20.2 给出不同排放情景达到 CO_2 加倍时对应的可能时间。从表 20.2 注意到，不同的排放情景，达到 CO_2 加倍的时间是不同的，从大约 2020 年达到到永远不会达到。另一方面还注意到，早期的排放情景如 1990 年，比近期的排放情景如 1998 年，达到 CO_2 加倍的时间明显偏早。

表 20.2 未来人类活动各种排放情景达到 CO_2 加倍的可能时间

IPCC 报告	排放情景	达到 2XCO_2 时间(年)
1990	BAU(照常排放)	大约 2030
1992	IS92a(中等排放)	大约 2035
	IS92b(中等排放)	大约 2050
	IS92c(低排放)	不会达到
	IS92d(低排放)	2100 年以后
	IS92e(高排放)大约 2020	
	IS92f(高排放)大约 2025	
1998	SRESA1(中等排放)	大约 2090
	SRESA2(高排放)	大约 2070
	SRESB1(低排放)	2100 年以后
	SRESB2(中等排放)	2100 年以后

注：时间从文献[20-22]中计算

在有了温室气体等的排放构想后，重要的问题是研究温室气体对气候变化的贡献。人类活动气候影响的数值试验所用的气候模式，早期多为能量平衡模式(EBM)和辐射对流模式(RCM)，以及其它简单模式。自80年代后期开始多为全球大气环流模式(AGCM)和其耦合混合层海洋模式(AMOGCM)，到90年代中期开始多为多层全球大气耦合全球海洋环流模式(AOGCM)。模式所包含的物理过程也愈来愈复杂和全面。表20.3总结给出自1980年到目前用各种气候模式在多种人类排放情景下，未来全球温度的可能变化。表20.2包括Kacholia和Reck(1998)[23]总结的自1980年到1995年共104个气候模式或方案模拟CO_2加倍时全球年平均表面气温的变化，以及IPCC第一工作组三次科学评估报告(1990[20]，1992补充[21]，1996[24]和2001年(综合文献[25~32])给出的GCM模式模拟未来温室气体(和硫化物气溶胶)增加对全球年平均表面气温的影响，大致共有184个气候模式。如前所述，表中的气候模式涉及到各种类型，对未来情景的设计方案也有所不同，对未来人类活动造成的全球表面平均气温的变化情景大致得到以下几点：

①表20.3总结的气候模式包括美国、英国、德国、日本、法国、前苏联、澳大利亚、荷兰、加拿大、中国和奥地利等国的模式，所有气候模式模拟一致表明，由于人类活动(以CO_2达到加倍的时间为准)造成全球平均表面气温增暖，其增暖范围为+0.2~+8.7℃。计算所有气候模式模拟平均全球增暖约为2.7℃。

②按照气候模式不同类型来统计人类活动造成对未来全球平均气温的影响，以Kacholia和Reck(1998)的104个模式或方案的统计结果，其中简单的EBM模式(18个)模拟变暖2.5℃，范围在0.7~8.7℃；RCM模式(34个)模拟变暖2.0℃，范围0.3~4.2℃；GCM模式(52个)模拟变暖3.0℃，范围0.2~6.3℃。104个模式平均模拟变暖2.6℃。若专门考虑IPCC第一工作组第二次科学评估报告(1996)给出的当今较好的17个AOGCM模式模拟瞬时变暖为2.0℃，其全球大气环流模式耦合混合层海洋模式准平衡变暖为3.2℃；两类模式平均模拟变暖2.6℃，因此，各种类型气候模式模拟全球变暖幅度大体相当，在大约2.0~3.0℃范围内。从Kacholia和Reck(1998)总结的气候模式的模拟结果得到，似乎是复杂的GCM模拟的平均变暖幅度略高于简单的

EBM 和 RCM 模式的平均模拟结果。由此表明，虽然每个模式设计的物理反馈过程相差很大，但是各类模式模拟由于人类活动造成全球平均增暖幅度大体相当，当然不同模式在各个区域的模拟结果可能相差很大，这里，我们没有专门讨论这个问题。

③按照设计不同未来情景来看，当设计控制试验和 CO2 加倍准平衡态试验时，计算的全球增暖幅度明显高于设计控制试验和 CO2 等温室气体随时间增加的瞬时变化试验达到 CO_2 加倍时的全球增温幅度。以 IPCC 第一工作组第二次评估报告(1996 年)给出的 17 个 AOGCM 模式的计算结果表明，前者增暖 3.2℃，后者增暖 2.0℃。后者增暖幅度平均只是前者增暖幅度的 62%。个别模式的后类试验的增暖幅度仅为前者的 47%。也有的模式两种试验结果接近为 83%。当然需要说明的是，一般前者的数值试验多采用 AGCM 耦合全球混合层海洋模式，后者采用 AOGCM。因而也与气候模式的类型有一定联系。

④表 20.3 中统计的是近 16 年来气候模式的模拟结果，结果表明早期的模式多为简单气候模式，近期的模式多为复杂的经过长期修改完善的 AOGCM 模式，但是早期平均模拟结果与近期平均模拟结果大体相当。以 1980 和 1996 年为例，1980 年几个模式模拟全球年平均增暖 2.7℃，1996 年的模式模拟全球平均增暖 2.5℃。

表 20.3 温室气体的贡献检测：气候模式模拟未来温室气体(和硫化物气溶胶)增加达到大约 CO_2 加倍时，全球年平均表面气温变化情景

(从文献[20-24]，*IPCC2001 引自文献[25-32]中综合)

发表时间	作　者	模式类型	模式数	未来气温变化(℃)		
				最佳	高	低
1998	Kacholia & Reck	EBM RCM GCM	18 34 52	2.5 2.0 3.0	8.7 4.2 6.3	0.7 0.3 0.2
1990	IPCC WG1	AMOGCM	22	3.7	5.2	1.9
1992	IPCC WG1 补充	AMOGCM AOGCM	8 4	3.8 1.9	5.3 2.3	1.7 0.3
1996	IPCC WG1	AOGCM AMOGCM	17 17	2.0 3.2	3.8 0.6	1.3 2.1
2001*	IPCC WG1	AOGCM	12	1.8	3.7	1.0
平均			184	2.7	4.9	1.2

⑤从模式组的国家分布来看，不论是简单模式还是复杂的 AOGCM 模式，其中美国的模式约占总数的 2/3，其他稍多些的是英国。应该说绝

大部分 AOGCM 模式起源于美国普林斯顿大学地球物理流体动力学实验室(GFDL),美国国家大气研究中心(NCAR)和美国俄勒冈州立大学气候研究所(OSU)。特别是全球海洋环流模式,除个别的外,几乎都是起源于美国普林斯顿大学地球物理流体动力学实验室(GFDL)。因此模式的模拟结果大体相同可能与此也有一定的联系,这是值得注意的。

§20.4　温室效应的预测

温室效应的检测中包括的另一个重要内容是,检测温室效应信号在近百余年(1850～1989 年或 1900～1989 年)的表现,以及预测未来百年(1990～2100 年)温室效应造成气候变化的可能影响。早期一些简单模式如能量平衡模式(EBM)和近期一些完全的全球大气耦合海洋环流模式(AOGCM)作了这方面的模拟和预测。例如加拿大气候中心(CCC)[25～26],澳大利亚工业技术科学委员会(CSIRO)[27],美国普林斯顿大学(GFDL)[28],美国国家大气研究中心(NCAR,CCSR)[29～30],德国马普气象研究所(MPI,DKRZ)[30～31]和英国气象局(UKMO)[32]等共 8 个全球大气耦合全球海洋环流模式作了自 1850 年至 2100 年共 200 来年的模拟试验,其中前面 100 余年模式的模拟结果可以与仪器观测结果对比检验,后面 100 年可以作为对温室效应的未来预测。8 个模式的模拟试验都分别包括单独温室气体的影响(简称 G)和温室效应与直接的硫化物气溶胶效应的共同强迫(简称 GS)。多数模式试验选用理想化的温室气体按照 1%/年增加,这样大约在 2050～2060 年达到温室气体加倍。表 20.4 给出 8 个模式的敏感试验状况。

图 20.1 与图 20.2 分别给出 8 个模式两个试验 G 与 GS 模拟的全球年平均表面气温和降水量与对应的模式控制试验(模式现代气候背景场)的差值(综合文献 25～32)。为进一步说明模式的检验效果,作为一个例子,图 20.3 分别给出英国气象局哈得莱中心(UKMO)的 AOGCM 模式模拟的 1860～1999 年只考虑太阳活动和火山活动(a)和考虑太阳活动,火山活动和人类活动(包括温室气体和直接与间接的硫化物气溶胶作用)(b)全球年平均表面气温的变化[13～14]。综合图 20.1～20.3 计算与分析研究表明:

表 20.4 8 个模式温室效应模拟预测的数值试验状况(综合文献[25-32])

模　式	MPI	DKRZ	Hadley	CSIRO
水平格点	128 × 64	64 × 32	96 × 73	64 × 56
控制试验	CO_2 常数	CO_2 常数	CO_2 常数	CO_2 常数
积分(年)	> 200	> 200	> 200	> 200
G 试验	CO_2: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2099	CO_2: 1881 ~ 1989 90a1990 ~ 2085	CO_2: 1860 ~ 1989 增 1%1990 ~ 2099	CO_2: 1881 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2100
GS 试验	CO_2: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2049 SO_4: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2049	CO_2: 1881 ~ 1989 90A1990 ~ 2049 SO_4: 1881 ~ 2049	CO_2: 1860 ~ 1989 增 1%1990 ~ 2099 SO_4: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2099	CO_2: 1881 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2049 SO_4: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2100
模　式	CCCma	GFDL	NCAR	CCSR
水平格点	96 × 48	48 × 40	48 × 40	64 × 32
控制试验	CO_2 常数	CO_2 常数	CO_2 常数	CO_2 常数
积分(年)	> 200	1000	> 200	> 200
G 试验	CO_2: 1900 ~ 1989 增 1%1990 ~ 2100	CO_2: 增 1%1766 ~ 2065	CO_2: 1901 ~ 2036	CO_2: 1890 ~ 2099
GS 试验	CO_2: 1900 ~ 1989 增 1%1990 ~ 2100 SO_4: 1860 ~ 1989 IS92a1990 ~ 2100	CO_2: SO_4: 1766 ~ 2065	CO_2: SO_4: 1901 ~ 2036	CO_2: SO_4: 1890 ~ 2099

①1850 ~ 1999 年和千年运行得到的几个模式气候背景试验模拟的全球年平均表面气温距平与相应的观测值对比表明,模式模拟的目前气候自然变化在近百年时间尺度没有增暖的趋势,而观测的近百年气温变化有明显的变暖趋势,这表明,如果只考虑自然变化,则模式不可能模拟出观测到的近百年变暖的事实,因此认为近百年的变暖可能与人类活动有关。

②UKMO 模式模拟注意到,如果在模式中只考虑太阳活动和火山活动,则模拟的 1860 ~ 1999 年全球年平均表面气温没有变暖的趋势,如图 20.3(a)所示,但是如果再加入人类活动,则模拟出的变暖趋势与观测的变化极为一致,如图 20.3(b)所示。由此认为,近百年的变暖可能是人类活动(包括温室气体和硫化物气溶胶的联合作用)造成的。

③ 8 个模式的模拟研究还表明, 如果只考虑 CO_2等温室气体的作

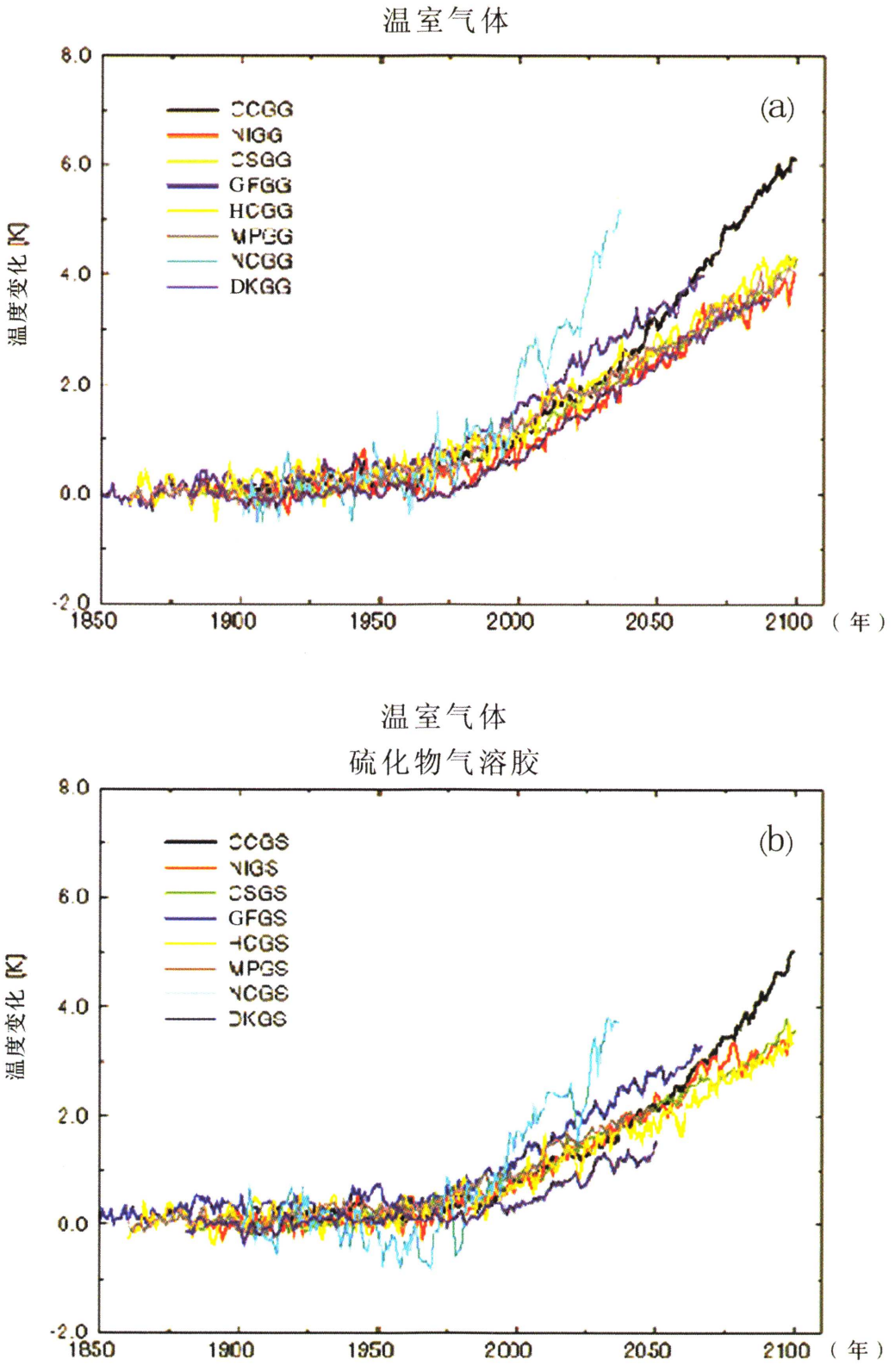


图 20.1　8个全球大气耦合全球海洋环流模式模拟与预测自1850年到2100年全球年平均表面气温变化（敏感试验减控制试验）。（a）温室效应（b）联合考虑温室效应与硫化物气溶胶作用［综合文献 25-32］。

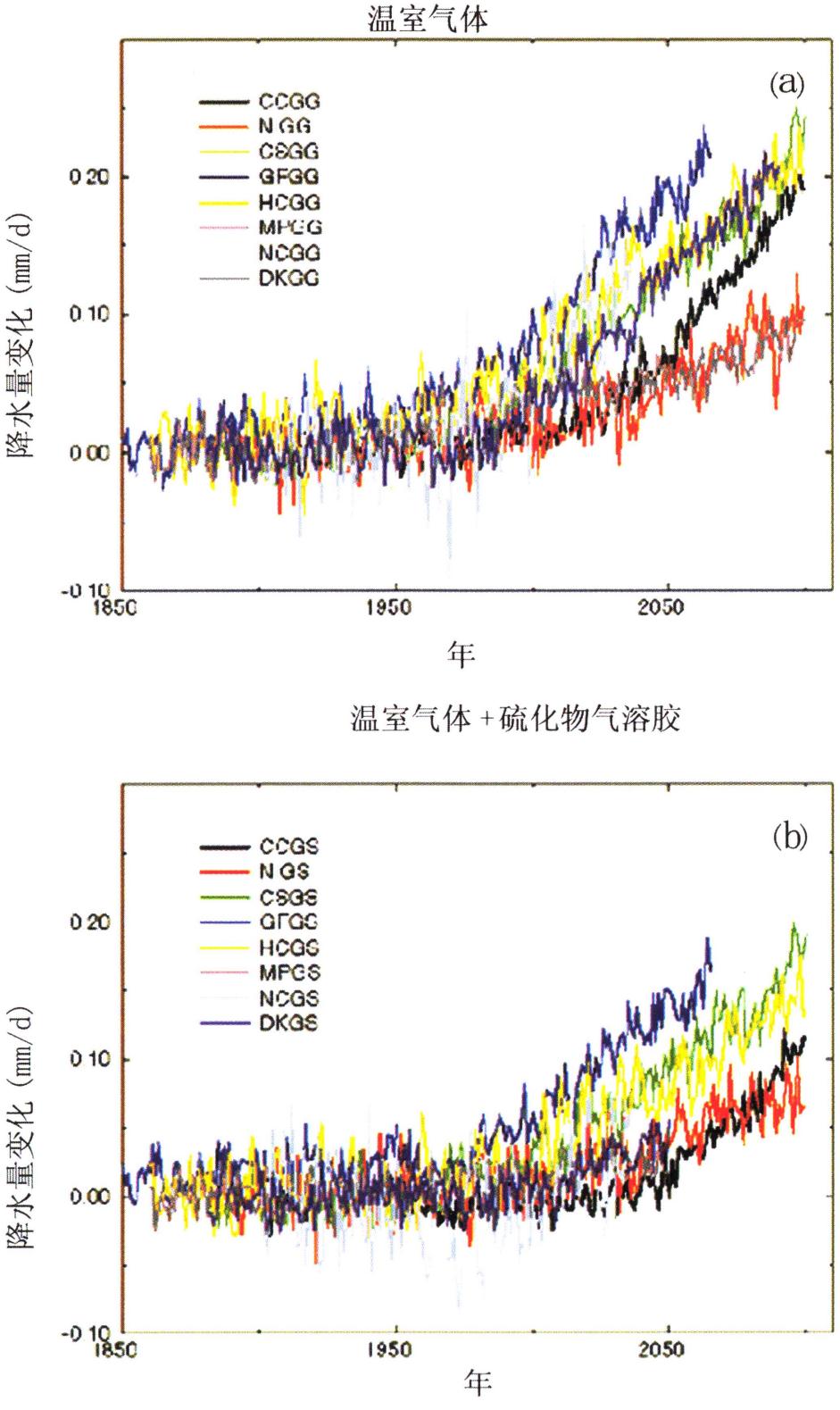
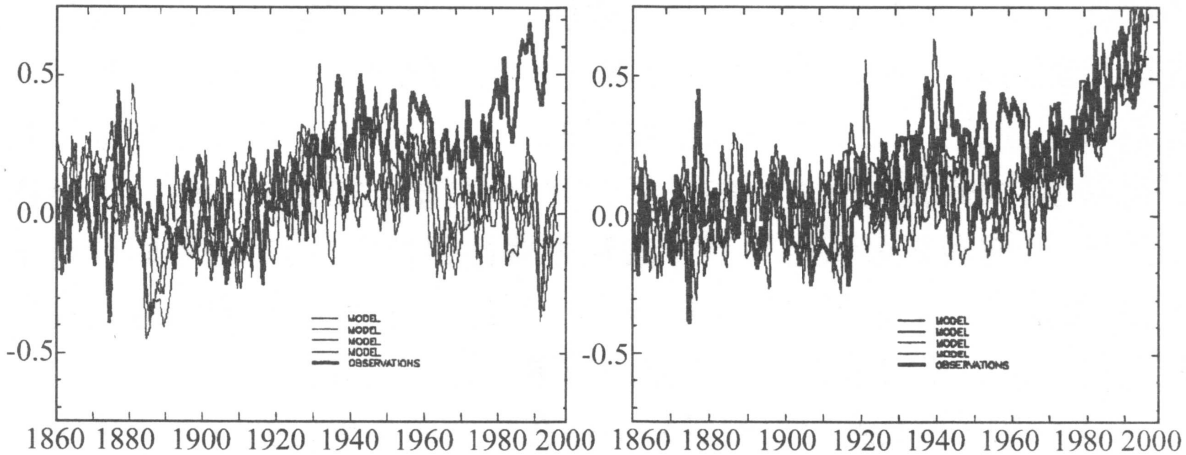


图 20.2　8个全球大气耦合全球海洋环流模式模拟自1850年到2100年全球年平均降水量变化（敏感试验减控制试验)。(a) 温室效应 (b) 联合考虑温室效应与硫化物气溶胶作用[综合文献 25-32]。

用,则从 1850～1999 年全球年平均表面气温平均大约增加 0.6～0.9℃,如图 20.1(a)所示,超过观测增暖 0.3～0.6℃。但是如果考虑 CO_2 等温室气体与硫化物气溶胶的联合作用,模式的模拟表明,近百年平均增暖约 0.4～0.7℃,如图 20.1(b)所示,较为接近观测的变化,由此认为,近百年的全球变暖可能与 CO_2 等温室气体和硫化物气溶胶的联合作用有关。

④8 个模式模拟还可以看到,如果只考虑人类活动造成大气中温室气体浓度增加,到大约温室气体加倍时(2050～2060 年),全球年平均表面气温相对于目前气候平均约增加 2.2～2.7℃(范围在 2.0～3.5℃)。未来到 2100 年,全球年平均气温相对于目前气候平均约增加 4.5～5.0℃(范围在 3.8～6.2℃)。若同时考虑温室气体与硫化物气溶胶的联合作用,到大约温室气体加倍时(2050～2060 年),全球年平均表面气温相对于目前气候平均约增加 1.8～2.3℃(范围在 1.5～2.5℃)。到 2100 年时,全球气温相对于目前气候平均约增加 3.5～4.0℃(范围在 3.0～5.0℃)(见图 20.1)。



(a)太阳活动与火山活动　　(b)太阳活动、火山活动和人类活动

图 20.3　UKMO 模式模拟自 1860 年到 1999 年全球年平均表面气温变化[13～14]
(敏感试验减控制试验)

⑤8 个模式模拟温室效应,到大约温室气体浓度加倍时(2050～2060 年),全球年平均降水量相对于目前气候约增加 0.08～0.12mm/d(范围在 0.02～0.18mm/d). 到 2100 年全球年平均降水量相对于目前气候平均约增加 0.13～0.17mm/d(范围在 0.10～0.30mm/d). 若同时考虑温室气体和硫化物气溶胶的联合作用,到大约温室气体浓度加倍时(2050～2060 年),全球年平均降水量相对于目前气候平均约增加 0.08～0.12mm/d

(范围在0.00~0.12mm/d)。到2100年,全球降水量相对于目前气候平均约增加0.10~0.15mm/d(范围在0.05~0.20mm/d)(见图20.2)。

§20.5 21世纪人类活动影响的展望

近20年温室效应的检测和预测研究表明,这项研究是极为重要的,但是同时是极其复杂的和存在较大的不确定性。如表20.5所示,现在只能根据指纹法的思想,注意到近百年全球气候变化观测的主要结果,与利用多个气候模式(GCMs)考虑温室气体和硫化物气溶胶增加模拟的气候变化的结果有许多相似之处[8,11~16,19~21,24~26,33~35],但是还没有充分的理由证实,近百年的气候变化完全是由于人类排放到大气中的温室气体和硫化物气溶胶的浓度增加所致。

近20年来围绕有关温室效应检测方面已经作了许多研究,表20.6试验给出对温室效应检测研究中一些主要结论的可靠性评估。虽然如上面几节所述,有一定迹象表明,近百年全球年平均表面气温的变暖可能与人类活动包括排放温室气体和硫化物气溶胶以及臭氧等有直接联系,但这只是根据指纹法做出的一些有利判据,而并不能证实其因果联系,因此,表20.6中的可靠性评估只能为20%~50%。需要指出的是,目前尚无公认的检测方法和可靠性评估方法,对于不同的科学家,其可信度评估结果差异可能较大。预计21世纪科学家们应该在气候变化的检测和因果关系分析方面作更多的深入分析研究。

温室效应的检测与预测研究中存在较大的不确定性。其不确定性主要包括以下几个方面:

①人类活动的不确定性。未来各国的能源排放,人口增长以及土地利用等多方面的发展状况是非常复杂的,取决于各国政府政策制定者和公众对社会与经济发展的多方面和多种因素。因此,达到温室气体加倍的时间可以相差很大(见表20.2);

②人类活动排放的微量气体在辐射过程中作用的复杂性,如在大气中存留时间的不确定性,这些微量气体之间还可以起化学反应形成新的气体等;

③气候模式的不确定性。对温室效应的检测主要是用气候模式,

对气候模式的可靠性评估表明，模式模拟全球变化的可靠性较高，但对区域气候变化的模拟则可靠性很低。

表 20.5　近百年(自 19 世纪后期至目前)全球气候变化主要观测结果和 GCMs 考虑温室气体和硫化物气溶胶排放增加模拟同时期的气候变化结果的对比

变量	观测事实	GCMs 模拟结果
表面气温	变暖 +0.4 ~ +0.8℃	变暖 +0.1 ~ +1.6℃
中高纬度表面气温	明显变暖(+1.5 ~ +2.0℃)	明显变暖(+1.0 ~ +3.0℃)
日较差	减小(-0.3 ~ -0.5℃)	减小(-0.19 ~ -0.29℃)
对流层气温	变暖(30 年 +0.2 ~ +0.3℃)	变暖(30 年 +0.1 ~ +0.2℃)
平流层气温	变冷(30 年 -1 ~ -2℃)	变冷(30 年 -0.4 ~ -0.8℃)
海面温度	变暖(+0.4 ~ +0.8℃)	变暖(+0.2 ~ +0.6℃)
陆面温度	变暖(+0.4 ~ +0.8℃)	变暖(+0.4 ~ +0.9℃)
北极海冰盖范围(春夏)	减小(30 年 -10%)	减小(30 年 -5 ~ -10%)
北半球雪盖范围(春季)	减小(30 年 -10%)	减小(30 年 -5 ~ -10%)
北半球高纬度降水	变湿(+10 ~ +13%)	变湿(+5 ~ +10%)
北半球副热带降水	变干(-2.0 ~ -4.0%,30 年 -10%)	变干(-5 ~ -10%,30 年 -15 ~ -20%)
海平面高度	上升(+10 ~ +25cm)	上升(+9 ~ +19cm)

表 20.6　对温室效应检测研究中一些主要结论的可靠性评估

主要结论	证实和质疑	可信度评估
1. 近百年大气中温室气体的浓度增加	大量观测仪器计算证实	95%以上
2. 近百年大气中温室气体的浓度增加是由于人类活动造成的	观测仪器无法区分自然变化和人类活动，只能利用建立的模型做估算。冰芯记录证实，近代温室气体的明显增加是任何古气候期所没有的，是人类排放所致。	90% ~ 95%
3. 近百年全球年平均表面气温变暖 0.4 ~ 0.8℃	大量观测资料证实，但是前 50 年全球观测台站太少，变暖数值取决于所取气候平均场时段	80% ~ 90%
4. 近百年全球年平均表面气温变暖 0.4 ~ 0.8℃，在近千年间属于异常	许多区域的计算结果证实，尚需分析代用资料的可靠性，且一些地区缺少代用资料	60% ~ 70%
5. 全球气候模式模拟温室气体加倍全球年平均表面气温增暖 1.5 ~ 4.5℃	一些国家的气候模式计算结果，但是模式存在较大的不确定性，温室气体的排放方案存在不确定性	30% ~ 60%
6. 全球气候模式模拟温室气体和硫化物气溶胶加倍全球年平均表面气温增暖 0.5 ~ 3.5℃	同 5，气体与颗粒的化学物理反应等的不确定性	30% ~ 60%
7. 近百年全球变暖是由于人类活动造成的	观测仪器不能分别观测自然变化和人类活动(主要温室气体)造成的变化，只能从气候模式的计算结果再根据指纹法加以鉴定	20% ~ 50%

近 10 年来虽然气候模式有了较大的发展，但是模拟效果评估表明，提高并不明显。表 20.7 和表 20.8 分别给出 IPCC 报告选用的部分

全球环流模式模拟全球年平均气温与观测的差值以及模拟东亚中国地区气温与降水和观测的相关系数。从表中注意到,近 10 年来气候模式模拟全球年平均气温有所提高,但是全球模式在东亚区域模拟的进展却不是非常明显的,尤其是降水。

表 20.7 IPCC 报告引用的气候模式(GCM)模拟全球年平均气温与观测值的差值[36]

时间	模式个数	模拟与观测的气温差值(C)	
		范围	平均
1990	12	-2.5 ~ +3.7	+0.48
1996	11	-2.4 ~ +3.4	-0.07
2001	5	-1.8 ~ +1.2	-0.02

表 20.8 IPCC 报告引用的气候模式(GCM)模拟东亚年平均气温,降水与观测值的相关系数[17]

时间	模式个数	气温	降水
1990 ~ 1992	7	0.85	0.70
1996	7	0.82	0.69
2001	5	0.90	0.60

随着科学技术的发展和更多的国家的投入以及更广泛的学科的科学家们的深入研究,上述的不确定性将可能缩小。预计 21 世纪对温室效应的检测和预测的研究将会有突破性的进展,中国的科学家们应该对此作出更大的贡献。

参 考 文 献

[1] Prentice, I.C. and J.Lloyd, The carbon balance of the terrestrial biosphere: ecosystem and atmospheric observation, *J. Geophys. Res.*, in press, 2000.

[2] Climate Change 1994, Radiative Forcing of Clinate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios, eds. by J.T.Houghton, L.G.M.Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A.Callander, E.Haites, N.Harris and K.Maskell, Cambridge University Press, 339,1995.

[3] Ehhalt, D.H., F.Roher, A.Wahner, M.J.Prather, and D.R.Blake, On the use of hydrocarbons for the determination of tropospheric OH concentrations, *J. Geophys. Res.*, **103**, 18981 - 18997, 1998.

[4] 王绍武、赵宗慈,未来五十年中国气候变化趋势的初步研究,应用气象学报,**6**:333 ~ 342,1995。

[5] Santer, B.D., Taylor K.E., Wigley T.M.L., Jones P.D., Karoly D.J., Mitchell J.F.B., Oort A.H., Penner J.E., Ramaswamy V., Schwarzkopf M. D., Stouffer R.S. and Tett S.F.B., A search for human influences on the ther-

mal structure in the atmosphere, *Nature*, **382**: 39 – 46, 1996.

[6] Hegerl, G.C., von Storch, Hasselmann K, Santer B.D., Cubasch U, and Jones P.D., Detecting greenhouse gas induced climate change with an optimal fingerprint method, *J. Clim.*, **9**:2281 – 2306, 1996.

[7] Hegerl, G.C., K Hasselmann, U.Cubasch, J.F.B.Mitchell, E.Roeckner, R.Voss and J.Waszkewitz, Multi – fingerprint detection and attribution of greenhouse gas – and aerosol forced climate change, *Clim. Dyn.*, **13**, 613 – 634, 1997.

[8] Tett S.F.B., Mitchell J.F.B., Parker D.E., Allen M.R., Human influence on the atmospheric vertical temperature structure: detection and observations, Science, **274**: 1170 – 1173, 1996.

[9] 毕鸣、王绍武、李晓东，130 年来全球气温变化的模拟，第四纪研究，**1**: 21 ~ 25, 1997。

[10] North, G.R. and Stevens M., Detecting climate signals in the surface temperature record, *J. Clim.*, **11**: 563 – 577, 1998.

[11] Hegerl G.C., Mitchell, J.F.B., Tett S.F.B., Stott P., Allen M., Cubasch U., Detection and attribution of climate change: sensitivity of results to climate model differences, Clim. Dyn., in press, 1999.

[12] Allen M.R. and Tett S.F.B., Checking for model consistency in optimal fingerprint, *Clim. Dyn.*, **15**: 419 – 434, 1999.

[13] Tett S.F.B., P.A.Stott, M.A. Allen, W.J.Ingram and J.F.B.Mitchell, Causes of twentieth century temperature change, *Nature*, **399**:569 – 572, 1999.

[14] Stott, P.A., G.S.Jones, M.R.Allen, W.J.Ingram, and J.F.B.Mitchell, Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes, Climate Dyn., submitted, 1999.

[15] Barnet, T.P., Comparison of near – surface air temperature variability in 11 coupled global climate models, *J. Clim.*, **12**, 511 – 518, 1999.

[16] Tett S.F.B., P.A.Stott, M.A. Allen, W.J.Ingram and J.F.B.Mitchell, Attribution and detection of twentieth century climate change, Climate Dyn., submitted, 2000.

[17] 赵宗慈、高学杰、徐影、李晓东、罗勇、丁一汇、王绍武，未来 10 – 15 年人类活动对中国气候变化影响展望，气候通讯，**2**:53 ~ 56, 2000。

[18] 高学杰，人类活动对中国气候变化影响的数值检测研究，中国科学院大气物理研究所博士论文，88, 2000。

[19] Boer, G.J., G.Flato, M.C.Reader, and D.Ramsden, A transient climate change simluation with greenhouse gas and aerosol frocing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century, Clim. Dyn., in press, 2000.

[20] Houghton, J.T., G.J.Jenkins and J.J.Ephraums (eds.), Climate Change, The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, 364, 1990.

[21] Houghton, J.T., B.A.Callander and S.K.Varney (eds.), Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, Cambridge

University Press, Cambridge, UK, 200,1992.

[22] The IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 120, 1998.

[23] Kavita Kacholia and Ruth A. Reck, Comparison of global climate change simulations for 2XCO2 - induced warming, *Climatic Change*, **35**, 53 - 69,1998.

[24] Houghton, J.T., L.G.Meira Filho, B.A.Callander, N.Harris, A.Kattenberg and K.Maskell (eds.), Climate Change 1995: The Science of Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572,1996.

[25] Boer, G.J., G.Flato and D.Ramsden, A transident climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century, submitted to Clim. Dyn., 1999.

[26] Boer, G.J., G.Flato and D.Ramsden, A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate for the 21st century, submitted, 1999.

[27] Cai, W. And H.B.Gordon, Transient responses of the CSIRO climate models to two different rates of CO2 increase, *Climate Dynamics*, **14**, 503 - 516,1998.

[28] Manabe, S. And R.J.Stouffer, Low - frequency variability of surface air temperature in 1 1000 - year integration of a coupled atmosphere - ocean - land surface model, *J. Climate*, **9**: 376 - 393,1996.

[29] Meehl, G.A., W.Collins, B.Boville, J.T.Kiehl, T.M.L.Wigley and J.M.Arblaster, Response of the NCAR climate system model to increased CO2 and the role of physical processes, J.Climate, submitted,1999.

[30] Stouffer, R.J., S.F.B.Tett and G.Hegerl, A comparison of surface air temperature cariability in three 1000 - year coupled ocean - atmosphere model integrations, *J. Climate*, **13**:217 - 230, 2000.

[31] Cubasch, U., G.C.Hegerl and J.Waszkewitz, Prediction, detection and regional assessment of anthropogenic climate change, *Geophysica*, **32**, 77 - 96,1996b.

[32] Mitchell, J.F.B. and T.C.Johns, On modification of global warming by sulfate aerosols, *J. Climate*, **10**, 245 - 267,1997.

[33] Meehl, G.A., W.M.Washington, J.M.Arblaster, T.W.Bettge, and W.G.Strand, Anthropogenic forcing and climate system response in simulations of 20th and 21st century climate, J.Climate, Submitted,1999.

[34] Hansen, J., M.Sato, A.Lacis, and R.Rueby, The missing climate forcing, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. B.*, **352**, 231 - 240,1997.

[35] Barnett, T.P., K.Hasselmann, M.Chelliah, T.Delworth, G.Hegerl, P.Jones, E.Rasmusson, E.Roeckner, C.Ropelewski, B.Santer, and S.Tett, detection and attribution of recent climate change: a status report, *Bullt. Amer. Meteor. Soc.*, **80**:2631 - 2659, 1999.

[36] 赵宗慈,IPCC 科学评估报告研究进展,应用气象学报,**10** 增刊,113 ~ 121,1999。

主题词索引

（按汉语拼音音序排列）

B

白雨 161
百年气候变率 348
北大西洋涛动（NAO） 8，9，16，59，91，305，351，352，356
北极气候系统计划（ACSYS） 46
北极涛动（AO） 26
北太平洋试验计划（NORPAX） 49
北太平洋涛动（NPO） 8，9，16，305
冰阶（stadial） 121
冰期 117

C

赤道太平洋海洋动力学研究计划（PEQUOD） 49
赤道太平洋气候研究计划（EPOCS） 49
充电振子理论（RO） 189，191
次表层海温（SOT） 175，176，177，178

D

大气环流模式（AGCM） 12，13，17，99，111，278，305，307，407，441
大气季节内振荡 173
大气模式比较计划（AMIP） 280，281，282，283，312
代用资料 138
低频振荡 259
第四纪冰期 114
第一次青藏高原大气科学试验（QXPMEX） 67
第一次全球大气观测试验（FGGE） 44，67，105
典型相关分析（CCA） 7，12，110
东亚冬季风 104，165，168，172，175
东亚季风 96，103，161
东亚夏季风 104，161
对流参数化方案 279

E

厄尔尼诺（El Nino） 4，5，14，33，35，49，156，162，164，165，168，170，171，173，175，176，178，179，183，185，210，215，218，223，234，235，247，249，251，280，295，334，348，360，408

F

复经验正交函数（CEOF） 6,7,12

副热带海洋涡旋（gyres） 358

G

格莱斯堡周期 420

国际科学联盟理事会（ICSU） 23,44

国际陆圈生物圈计划（IGBP） 23

国际生物学计划（IBP） 32

国际卫星陆面气候学计划（ISLSP） 287

H

哈因里希事件（Heinrich） 120

海尔周期 419,420

海陆气耦合系统模式（GOALS） 388,403

海-气耦合模式（CGCM） 13,168,169,170,187,283,297,340

海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究（HUAMEX） 63,70

海洋环流模式（OGCM） 12,14,15,283,307,380,381,383,384,385,386,387

旱涝型 16,145,146,148,150,364,367

黑风暴（dust ball） 4

淮河流域能量与水分循环试验（GAME-HUBEX） 63,68

J

季节预报模式比较计划（SMIP） 295

间冰阶（interstadial） 121

间冰期 117

简单生物圈模式（SiB） 287

简化的简单生物圈模式（SsiB） 283

经验正交函数（EOF） 5,7,12,107

K

空基观测 23

L

拉尼娜（La Nina） 4,14,33,35,156,162,164,165,168,170,171,173,175,176,178,179,183,185,210,215,218,223,234,235,254,280,295,348

联合国环境署（UNEP） 23

陆面参数化方案比较计划（PILPS） 287

M

梅雨 161
美国二氧化碳信息分析中心（CDIAC） 81
美国哥伦比亚地球观象台（LDEO） 222
美国国家大气研究中心（NCAR） 408,443
美国国家海洋大气局（NOAA） 211
美国国家环境预测中心（NCEP） 13,194,312,313
美国国家环境预测中心（NCEP） 36,55,81,212
美国国家气候分析中心（CAC） 211,306
美国国家气候数据中心（NCDC） 81
美国国家研究理事会（NRC） 349
美洲季风系统的变率（VAMOS） 58
蒙德尔极小期 421,424
末次冰期极大（LGM） 61,121

N

内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用研究（IMGRASS） 63,69,70
南方涛动（SO） 8,9,16,91,108,184,305,352
南海季风 104
南海季风试验（SCSMEX） 63
南极涛动（AO） 9
年代际气候变率 348,349,351,356,360

O

欧洲议会季度预报计划（PROVAST） 313
欧洲中期天气预报中心（ECMWF） 55,281,306,313
耦合海洋大气响应试验（TOGA-COARE） 51,53,55
耦合模式比较计划（CMIP） 283,286,403,411,412

P

平流层过程及其在气候中作用的研究计划（SPARC） 45

Q

奇异值分解（SVD） 7,12,110
气候变率与可预报性研究计划（CLIVAR） 6,44,45,56,57,61,63,283,348,363,376
气候突变 117,120
气候系统 4
气候异常 33
气候噪声 317,320
气候自然变率 15,16
全球大气监测网（GAW） 24,25
全球大气研究计划（GARP） 44
全球地面网络（GSN） 26
全球高空网络（GUAN） 25
全球海平面观测系统（GLOSS） 30
全球海洋观测系统（GOOS） 24
全球海洋-海冰及海面温度数据集（GISST） 81
全球环境基金会（GEF） 25
全球环境监测系统（GEMS） 31
全球降水气候中心（GPDC） 31
全球径流资料中心（GRDC） 31
全球历史气候网资料集（GHCN） 40,78
全球陆地观测系统（GTOS） 24
全球能量和水分循环计划（GEWEX） 45,62,63,68,70,287
全球气候变暖 5,17,20
全球气候观测系统（GCOS） 23,44
全球气候系统 4
全球通讯系统（GTS） 26,84
全球土壤湿度研究（GSWP） 284
全球综合大气参照资料集（CARDS） 40
全球综合海洋-大气资料集（COADS） 40,78
全新世 60,121,123
全新世大暖期 123

R

热带辐合带（ITCZ） 14,183,184,378
热带海洋与大气计划（TOGA） 6,29,35,46,48,55,62,183
热盐环流（THC） 59,121,349,355,356,360,361,362,371,372,373,376,379,380,381,389

日本全球变化前沿研究计划（FRSGC） 297

S

生物圈-大气传输方案（BATS） 286
时间滞子理论（DO） 189,190
时滞振子 54
实地观测 23
世界大洋环流计划（WOCE） 46,62
世界气候计划（WCP） 6
世界气候研究计划（WCRP） 23,44,47,48,280,287
世界气候应用计划（WCAP） 18
世界气候影响计划（WCIP） 18
世界气候资料计划（WCDP） 18
世界气候资料与监测计划（WCDMP） 35
世界气象组织（WMO） 18,44,309
世界三大涛动 6,7,8,16
世界水循环观测系统（WHYCOS） 31
世界天气监测网（WWW） 24,25
四大涛动 9

T

太平洋年代际振荡（PDO） 362
太平洋年代际振荡（PDO） 40
太阳常数 424,427
太阳活动 232,418,419,422

W

温室效应 5,17,20,363,434,435,436,437,438,443,444,447,448,449
沃克（Walker） 7,8,329
沃克环流 8,35,184

X

西太平洋振子理论（WPO） 189,192
夏季风试验（MONEX） 67,105
小冰期 5, 113, 131, 132, 133,134,429
新仙女木事件（Younger Drays） 118,120
旋回 112,118

Y

亚太地区研究网络（APN） 36
阳伞效应 422,423,427
遥相关 231,235,237,239,241,242,243,246,247,250,252
印度季风 104

英国气象局历史海表温度数据（MOHSST） 81
永久性活动中心 7
雨型 226,230,231,233,235,240,241,242
韵律 97,305

Z

诊断 7
政府间海洋委员会（IOC） 23,44
政府之间气候变化协调委员会（IPCC） 19,36,37,38,90,298,398,440,441,450
中国短期气候预测系统的研究 71
中国科学院大气物理研究所跨季度气候距平数值预测系统（IAP PSSCA） 265,266
中世纪暖期 127,129,423
重力波拖曳 279
转动经验正交函数（REOF） 6,7,12,110
准两年振荡（QBO） 9,232,233
自然气候变率 406,408,414

（以下按英文字母排序）

D-O 振荡 121,125
EAP 型遥相关 258
ENSO 5,6,8,14,15,26,35,37,47,91,99,111,156,161,162,164,165,168,170,171,175,176,178,179,183,184,186,187,189,194,196,200,201,203,206,207,211,213,232,234,236,250,263,295,312,334,335,360,361,362,363,430,437
E 订正 265,266,267
Hasselmann 机制 406,407,409
Kelvin 波 55,173,174,179,189,207
Lorenz 机制 407
P 订正 265,266,267
Rossby 波 207